

УДК 552.11

**СОСТАВ ФЛОГОПИТА ИЗ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ЛАМПРОФИРОВ
КАК ИНДИКАТОР УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ
(зиминский щелочно-ультраосновный карбонатитовый комплекс, юг Сибирского кратона)**

Я.Н. Нугуманова¹, А.Г. Дорошкевич^{1,2}, А.Е. Старикова¹, А.В. Пономарчук¹

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

²Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, 670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, ба, Россия

Представлены данные о составе и возрасте флогопита из даек ультраосновных лампрофиров (айлицитов) зиминского комплекса, расположенных в пределах Урикско-Ийского грабена, Восточное Присянье, южная окраина Сибирского кратона. Образцы для изучения были отобраны из даек Большетагнинского массива, Бушканайской дайки и тр. Южная. Изученные образцы пород состоят из макрокристов оливина и полностью раскристаллизованной основной массы, преимущественно сложенной флогопитом, перовскитом, минералами группы шпинели и апатита, карбонатами и другими минералами.

Флогопит является типичным минералом основной массы ультраосновных лампрофиров зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса. Также флогопит был обнаружен в поликристаллических включениях из оливинов и в полифазных включениях из хромитов. В изученных образцах флогопит основной массы имеет таблитчатые зональные чешуйки, размер и состав зерен флогопита сильно варьирует. Флогопиты в основном представлены зернами с обратной зональностью, где ядра сложены высокоглиноземистыми флогопитами. Мы предполагаем, что сложная зональность в изученных флогопитах возникла в результате смешения двух магм. Ядра флогопитов из айлицитов зиминского комплекса с содержанием Al_2O_3 (14—18 мас. %), FeO (7—18 мас. %), TiO_2 (3—6 мас. %) были образованы из ранней порции более эволюционировавшей магмы айлицитов. Флогопит с содержанием Al_2O_3 (10—14 мас. %), FeO (4—10 мас. %), TiO_2 (1—2 мас. %) был закристаллизован из исходной айлицитовой магмы.

Возраст формирования айлицитов Большетагнинского массива, полученный по флогопиту, равен 635 ± 7 млн лет (TGK 3). Возраст флогопита из айлицитов тр. Южная — 647 ± 7 млн лет (BZT 4/21). Полученные возрасты хорошо согласуются с возрастом формирования неопротерозойских щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов Сибирского кратона и других проявлений айлицитов, образовавшихся в результате растяжения литосферы Родинии.

Айлициты, $^{40}Ar/^{39}Ar$ возраст флогопита, обратная зональность, полифазные включения

**COMPOSITION OF PHLOGOPITE FROM ULTRAMAFIC LAMPROPHYRES AS AN INDICATOR
OF FORMATION CONDITIONS (Zima alkaline ultramafic carbonatite complex, southern Siberian craton)**

Ya.N. Nugumanova, A.G. Doroshkevich, A.E. Starikova, A.V. Ponomarchuk

The paper presents data on the age and composition of phlogopite from dikes of ultramafic lamprophyres (aillikites) of the Zima Complex located within the Urik-Iya graben in the East Sayan region (southern margin of the Siberian craton). Samples for study were taken from postcarbonatite dikes of the Bol'shaya Tagna intrusion, Bushkanai dike, and Yuzhnaya volcanic pipe. The studied samples consist of olivine macrocrysts and fully crystallized groundmass composed mainly of phlogopite, perovskite, minerals of spinel and apatite groups, carbonates, and other minerals. Phlogopite is a typical groundmass mineral in the ultramafic lamprophyres of the Zima alkaline ultramafic carbonatite complex. It was also found in polycrystalline inclusions in olivines and in polyphase inclusions in chromites. In the studied samples, the groundmass phlogopite has tabular zoned crystals of greatly varying size and composition. The phlogopite grains show mainly a reverse zoning, with the cores composed of ferruginous high-alumina phlogopite. The intricate zoning probably resulted from the mixing of two magmas. The cores of phlogopites of the Zima Complex aillikites (with Al_2O_3 = 14—18 wt.%, FeO = 7—18 wt.%, and TiO_2 = 3—6 wt.%) formed from early portions of a more evolved aillikite melt. Phlogopite with Al_2O_3 = 10—14 wt.%, FeO = 4—10 wt.%, and TiO_2 = 1—2 wt.% crystallized from the parental aillikite magma. The phlogopite age of the Bol'shaya Tagna aillikites is 635 ± 7 Ma (TGK 3). The age of phlogopite from the Yuzhnaya pipe aillikites is 647 ± 7 Ma (BZT 4/21). The two ages are consistent with the time of formation of Neoproterozoic alkaline ultramafic carbonatite complexes of the Siberian craton and of other occurrences of aillikites resulted from the extension of the Rodinia lithosphere.

Aillikites, $^{40}Ar/^{39}Ar$ age of phlogopite, reverse zoning, polyphase inclusions

ВВЕДЕНИЕ

Ультраосновные лампрофиры — это щелочные, недосыщенные кремнеземом магматические породы, содержащие первичные карбонаты, образование которых связано с процессами континентального рифтогенеза [Tarpe et al., 2006]. Несмотря на редкую встречаемость и малые объемы, ультраосновные лампрофиры, как и генетически родственные кимберлиты, являются важными в понимании наиболее глубинных мантийных процессов, первичные расплавы для которых генерируются в результате плавления карбонат- и флогопитсодержащих перидотитов.

В ультраосновных лампрофирах и кимберлитах флогопит является породообразующим минералом [Mitchell, 1986, 1995; Tarpe et al., 2005, 2006], который используется для классификации этих пород [Mitchell, Bergman, 1991], и геохронометром [Schmidberger et al., 2003; Heaman et al., 2006; Larionova et al., 2016]. Флогопит чувствителен к изменениям температуры, давления и химического состава минералообразующей среды, что делает его значимым петрогенетическим индикатором [Багдасаров и др., 1985; Tischendorf et al., 2001]. Минерал в этих породах может быть представлен мегакристами (> 1 см), макрокристами (> 0.5 мм) и минералом основной массы (< 0.5 мм) [Mitchell, 1986]. Выделяют флогопит двух генетических типов: ксенокристы, захваченные из метасоматизированных мантийных пород, и кристаллы, кристаллизующиеся непосредственно из расплава [Mitchell, 1995; Moore, Belousova, 2005; Giuliani et al., 2016]. Кроме того, в ультраосновных лампрофирах и кимберлитах встречаются флогопиты (антекристы), которые отражают процесс смещения двух близких по составу магм [Mitchell, 1995] либо являются продуктом кристаллизации из протокимберлитового расплава [Giuliani et al., 2016].

Разновозрастные кимберлиты и ультраосновные лампрофиры широко распространены в пределах Восточного Присаянья (южная окраина Сибирского кратона) [Секерин и др., 1995; Egorov et al., 2010]. Возраст их образования, особенности минерального состава и петролого-геохимические данные представлены в многочисленных работах [Секерин и др., 1995; Egorov et al., 2010; Савельева и др., 2020, 2022; Ashchepkov et al., 2020; Nugumanova et al., 2023]. Однако детальных исследований составов флогопитов как источника генетической информации в них не было представлено.

В этой работе приведены данные об индикаторных особенностях состава флогопита из полифазных включений в хромитах и оливинах и из основной массы даек ультраосновных лампрофиров (айлики-тов) зиминского комплекса, расположенных в пределах Урикско-Ийского грабена, Восточное Присаянье, и определено, что минерал характеризуется сложной зональностью, связанной со смешением магм. Также представлена информация по полученному возрасту флогопита из дайки Большешагнинского массива и тр. взрыва Южная для уточнения времени формирования пород, поскольку ультраосновные лампрофиры Большешагнинского массива были сформированы как в докарбонатитовый, так и в посткарбонатитовый этапы [Фролов, Белов, 1999], а в тр. Южная ранее датировались только макрокристы [Ashchepkov et al., 2020], сформированные за счет метасоматического воздействия проторасплава на мантийный перидотит [Возняк и др., 2024].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ПЕТРОГРАФИЯ

Зиминский щелочно-ультраосновный карбонатитовый комплекс находится в пределах Урикско-Ийского грабена (Восточное Присаянье, юго-западная часть Сибирского кратона). Грабен сложен протерозойскими осадочно-метаморфическими породами. Урикско-Ийский грабен включает в себя три щелочно-ультраосновных карбонатитовых массива (Белозиминский, Большешагнинский, Среднезиминский), Ярминскую рудную зону и тр. взрыва (Южная). Дайки ультраосновных лампрофиров широко распространены в пределах этих массивов, и выделяют два этапа их внедрения: докарбонатитовый и посткарбонатитовый [Фролов, Белов, 1999]. Возраст некоторых даек ультраосновных лампрофиров оценивается как неопротерозойский [Ashchepkov et al., 2020; Савельева и др., 2022] (рис. 1). По данным В.Б. Савельевой с соавторами [2022], $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст флогопита для дайки айлики-тов Большешагнинского массива составил 648.0 ± 8.7 млн лет, а возраст флогопита для Бушканайской дайки получился 646.1 ± 8.6 млн лет. Возраст даек айлики-тов из Белозиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового массива, определенный $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом по флогопиту, оценивается в интервале 645—622 млн лет [Ashchepkov et al., 2020].

На Белозиминском массиве кимберлитоподобные породы слагают дайки, жилы и жилообразные тела [Чернышева, 1991]. Эти породы в основном представлены щелочными пикритами, оливиновыми мелилитами и айлики-тами [Чернышева, 1991; Ashchepkov et al., 2020]. Трубка взрыва Южная, расположенная в непосредственной близости от массива, представлена ультраосновным лампрофиром. Порода содержит большое количество макрокристов (до 50 об. %, размер до 1 см, реже до 3—5 см), которые представлены серпентинизированным оливином, флогопитом, диопсидом, Ti-магнетитом, гастингситом, фторапатитом и магнезиохромитом. Основная масса состоит из кальцита, флогопита, Ti-магнетита, Са-граната, перовскита, фторапатита, титанита, хлорита и сульфидов [Шарыгин, 2023].

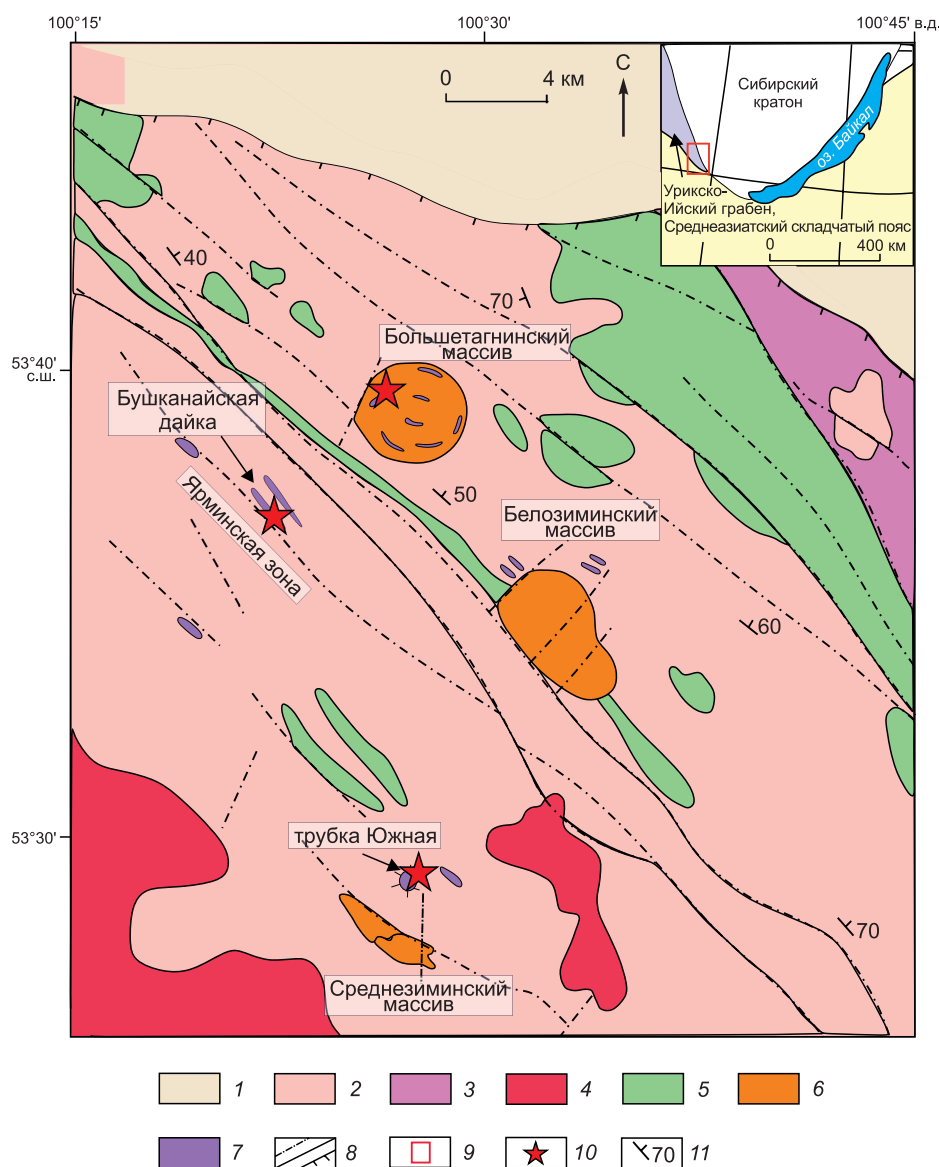


Рис. 1. Геологическая карта зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса, расположенного на южной окраине Сибирского кратона, измененная после [Фролов, Белов, 1999].

Усл. обозн. расположены в хронологическом порядке. PR_1 — ранний протерозой, PR_2 — средний протерозой, PR_3 — поздний протерозой. 1 — четвертичные отложения, 2 — сланцы, кварциты, известняки, доломиты ($PR_{1,2}$), 3 — граниты, гранитогнейсы (PR_1), 4 — граниты, граносиениты (PR_3), 5 — долериты (PR_3), 6 — массивы зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса (PR_3), 7 — ультраосновные лампрофиры зиминского комплекса (PR_3), 8 — разломы, 9 — региональное положение зиминского комплекса, 10 — место сбора образцов, 11 — элементы залегания. На врезке показан район исследования.

Ярминская зона, в которую входит Бушканайская дайка, расположена северо-западнее Белозиминского массива и юго-западнее Большетагнинского массива среди песчаников и серицит-хлоритовых сланцев ингашинской свиты (см. рис. 1). Бушканайская дайка мощностью около 2 м находится в правом борту р. Ярма, где прорывает песчано-сланцевые отложения нижнего протерозоя [Фролов, Белов, 1999; Савельева и др., 2020].

Бушканайская дайка представляет собой сложное тело, в котором выделяются три разновидности пород, отвечающие трем фазам внедрения [Минаева, Егоров, 2008]. Первая фаза представлена породой, которая на 65—70 об. % сложена разновеликими зернами серпентинизированного оливина. Основная масса представлена хлоритизированным флогопитом, кальцитом, серпентином, серпентинизированным оливином, шпинелидами, апатитом, гидрогранатом [Минаева, Егоров, 2008; Egorov et al., 2010; Савельева и др., 2020]. Породы второй фазы состоят из вкрапленников серпентинизированного оливина (20—

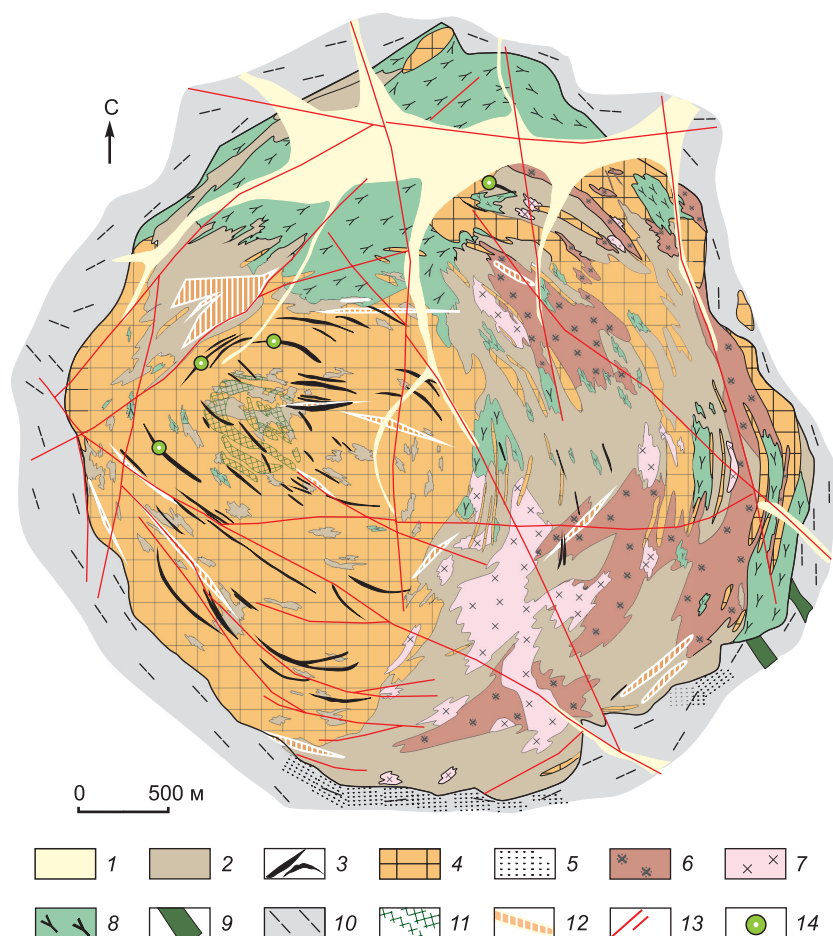


Рис. 2. Схема геологического строения Большетагнинского массива [Фролов, Белов, 1999, с авторскими добавлениями].

1 — четвертичные отложения; 2 — метасоматиты; 3 — ультраосновные лампрофиры; 4 — кальцитовые карбонаты; 5 — фениты; 6 — щелочные сиениты; 7 — нефелиновые сиениты; 8 — ийолиты, мелтейгиты; 9 — долериты; 10 — сланцы, песчаники; 11 — флюоритовые тела; 12 — апатит-пироксеновые руды; 13 — разломы; 14 — место отбора проб.

25 об. %) и флогопита (3—5 об. %) размерами 2—7 мм. Основная масса сложена гидрогранатом, клинопироксеном, флогопитом, шпинелидами, серпентинизированным оливином [Савельева и др., 2020]. Третья фаза богаче слюдой и клинопироксеном по сравнению с предыдущей разновидностью. Макрокристы представлены клинопироксеном (20—25 об. %), слюдой (10—15 об. %) и серпентинизированным оливином (около 5 об. %). Основная масса сложена флогопитом, хлоритом, апатитом, серпентином, кальцитом, диопсидом, шпинелидами, более поздними гранатом и тремолитом [Савельева и др., 2020].

Большетагнинский массив имеет правильную округлую форму диаметром 4 км и состоит из серий пород (рис. 2): ийолиты и мелтейгиты, нефелиновые и щелочные сиениты, ультраосновные лампрофиры и карбонаты [Фролов, Белов, 1999]. Айликиты Большетагнинского массива слагают серию дуговидных даек, круто падающих по направлению к центру, мощностью от десятков сантиметров до нескольких сотен метров. Начало их формирования приходится на докарбонатитовый этап, часть является посткарбонатитовыми [Фролов, Белов, 1999; Савельева и др., 2020].

Образцы для изучения были отобраны из трех даек Большетагнинского массива (TGK 1, TGK 3, TGK 6/21), Бушканайской дайки (Bush 3/21) и тр. Южная (BZT 4/21).

Изученные образцы имеют схожие текстурно-структурные особенности, но разный минеральный состав основной массы. Они обладают порфировидной структурой, массивной текстурой и состоят из макрокристов оливина, погруженных в полностью раскристаллизованную основную массу. Содержание макрокристов варьирует в пределах 40—50 об. %. Оливин, кроме образца из Бушканайской дайки, полностью замещен серпентином и/или тальком. Образец из тр. Южная содержит не только макрокристы оливина, но и амфибола, магнетита, флогопита, клинопироксена.

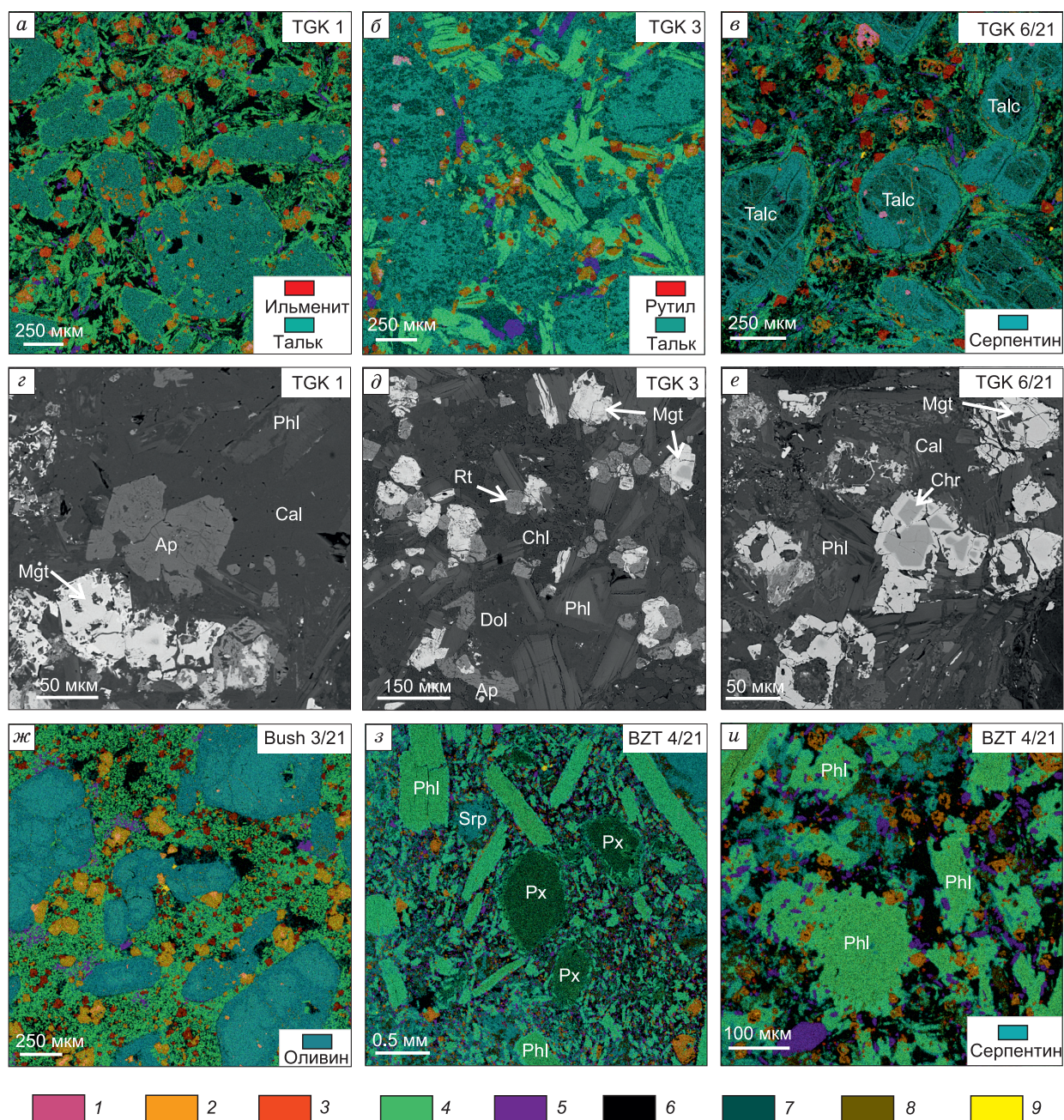


Рис. 3. Многослойные карты ЭДС и BSE-изображения для айлицитов из Большешагнинского массива (а—е), Бушканайской дайки (ж), тр. Южная (з—и).

Ap — апатит, Cal — кальцит, Chl — хлорит, Chr — хромит, Dol — доломит, Grt — гранат, Mgt — магнетит, Phl — флогопит, Rt — рутил, Px — клинопироксен, Srp — серпентин. 1 — хромит, 2 — магнетит, 3 — перовскит, 4 — флогопит, 5 — апатит, 6 — кальцит, 7 — доломит, 8 — андрадит, 9 — сульфиды.

Для образцов TGK 1 и TGK 6/21 (Большешагнинский массив) характерна тонкозернистая основная масса (флогопит, апатит, кальцит, доломит, хлорит, тальк) с более крупными кристаллами шпинелидов, перовскита (для TGK 6/21), кальцита. В TGK 1 вместо перовскита присутствует ильменит. Другой образец из Большешагнинского массива (TGK 3) имеет среднезернистую основную массу, которая сложена чешуйками флогопита и кристаллами шпинелидов, рутила, апатита и доломита. Основная масса айлицитов из Бушканайской дайки (Bush 3/21) представлена чешуйками флогопита, магнетитом, перовскитом, апатитом, кальцитом, хромитом, клинопироксеном, баритом, серпентином и хлоритом. Основная масса образца BZT 4/21 из тр. Южная состоит преимущественно из флогопита, магнетита, апатита, кальцита и андрадита (рис. 3). По классификации [Tarpe et al., 2005], изученные породы можно отнести

к ультраосновным лампрофитам, а именно айликинтам, поскольку они содержат первичные карбонаты в основной массе. Отсутствие мелилита не позволяет идентифицировать породы как альнеиты. Также изученные породы не являются кимберлитами из-за наличия в их основной массе клинопироксена и отсутствия высокохромистых хромитов.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ определение возраста флогопита

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ определение возраста производилось по мономинеральным фракциям, отбор которых производился вручную под бинокулярной лупой из фракции 0.3—0.1 мм измельченного образца. Особое внимание уделялось извлечению флогопита основной массы из образца тр. Южная. Для этого отбирались кусочки основной массы, не содержащие макрокристы флогопита, из которых извлекались чешуйки флогопита, имеющие размер не более 100—200 мкм. Часть отобранных зерен была проанализирована для определения их принадлежности к минералу основной массы, кристаллизовавшемуся из айликинт-овой магмы. Облучение проб было проведено в кадмированном канале научного реактора ВВР-К-типа в Научно-исследовательском институте ядерной физики (г. Томск). Градиент нейтронного потока за период облучения не превышал 0.5 % в размере образца. В качестве монитора используется стандартный К/Аг образец — мусковит МСА-11 (ОСО No 129-88), подготовленный Всесоюзным научно-исследовательским институтом минерального сырья Министерства геологии СССР (ВИМС) в 1988 г. Для его калибровки в качестве $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ монитора использовались международные стандартные образцы: мусковит Bern 4m и биотит LP-6 [Baksi et al., 1996]. По результатам калибровки в качестве возраста мусковита МСА-11 было принято среднее, которое составило 311.0 ± 1.5 млн лет [Травин, 2016]. Значение полной постоянной распада ^{40}K , в соответствии с [Steiger, Jager, 1977], принималось равным $5.543 \cdot 10^{-10}$ год $^{-1}$.

Холостой опыт по определению ^{40}Ar (10 мин при 1200 °C) не превышал $5 \cdot 10^{-10}$ нсм 3 . Очистку аргона производили с помощью Ti- и ZrAl-SAES-геттеров. Дополнительная очистка осуществлялась с помощью кварцевого аппендикса, погруженного в жидкий азот. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре Noble gas 5400 фирмы «Микромасс» (Англия). Для коррекции на изотопы ^{36}Ar , ^{37}Ar , ^{40}Ar , полученные при облучении Ca, K, использованы следующие коэффициенты: $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})\text{Ca} = 0.000891 \pm 0.000005$, $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})\text{Ca} = 0.000446 \pm 0.000006$, $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})\text{K} = 0.089 \pm 0.001$. Особое внимание уделялось контролю фактора изотопной дискриминации с помощью измерения порции очищенного атмосферного аргона. Среднее значение отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ на период измерений составило 295.5 ± 0.5 . Нагревание образца происходило в кварцевом реакторе, помещенном в резистивную печь. Датирование производилось методом ступенчатого прогрева. Контроль температуры осуществлялся посредством хромель-алюмелевой термопары. Точность регулировки температуры составляла ± 1 °C. Результаты измерений $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ обрабатывались с помощью программного обеспечения Isoplot [Ludwig, 2003]. Погрешности указаны с уровнем неопределенности 1σ.

Элементный состав флогопита

Исследования выполнены в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск). Были изучены полированные пластинки толщиной 500 мкм. Состав флогопита был определен с помощью электронного микроскопа TESCAN MIRA 3 LMU, оснащенного системой микроанализа AZtec Energy XMax-50 (Oxford Instruments Nanoanalysis, Ltd). Параметры съемки: ускоряющее напряжение 20 кэВ, ток 1.5 нА, время набора сигнала 20 с.

Для определения состава флогопита из включений в хромитах были выбраны зерна размером около 5 мкм, расположенные на одном уровне с минералом-хозяином. Диаметр электронного пучка на СЭМ TESCAN составляет 1 нм, размер зоны генерации рентгеновского излучения 2—3 мкм, что позволяет анализировать состав флогопита во включениях. Искажения в анализах проверялись избытком хрома в составе флогопита.

Концентрации примесных элементов флогопита определяли с помощью электронного микрозонда JEOL JXA-8230. Параметры съемки: ток пучка 50 нА, ускоряющее напряжение 20 кВ, время счета пиков 10 с, счет фона 5 с. Для калибровки в качестве стандартов использовались как природные минералы, так и синтетические фазы (элемент, стандарт, пределы обнаружения в г/т): Cr (Cr_2O_3 , хромистый пироп Ud-92; 295 г/т), Ba (BaO , Ba-Si стекло Gl-11_Ba; 750 г/т), Mg (MgO , фторфлогопит; 550 г/т), Al (Al_2O_3 , фторфлогопит; 520 г/т), Si (SiO_2 , фторфлогопит; 610 г/т), Na (Na_2O , альбит; 310 г/т), Ti (TiO_2 ; 170 г/т), Ca (CaO , пироп O-145; 130 г/т), K (K_2O , фторфлогопит; 130 г/т), Ni (NiO , NiFe_2O_4 ; 420 г/т), Mn (MnO , спессартин IGEM; 390 г/т), Fe (FeO , пироп O-145; 430 г/т), F (фторфлогопит; 930 г/т).

РЕЗУЛЬТАТЫ

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст флогопита

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастной спектр флогопита основной массы из ультраосновных лампрофиров тр. взры- ва Южная (BZT 4/21) состоит из шести ступеней. Семь ступеней формируют хорошо выраженное плато с 95 % выделенного ^{39}Ar . Согласно этому плато, средневзвешенный возраст образования флогопита равен 647 ± 7 млн лет и может быть принят за время формирования ультраосновных лампрофиров. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ исследование флогопита одной из даек ультраосновных лампрофиров (TGK 3) Большешагнинского массива позволило получить возрастной спектр, состоящий из семи ступеней. Все ступени, кроме первой, были объединены в возрастное плато, включающее более 90 % от выделенного ^{39}Ar в ходе эксперимента. Средневзвешенный возраст ступеней, образующих плато, отвечает значению 635 ± 7.4 млн лет (рис. 4).

Флогопит из основной массы и вкрапленников айлицитов зиминского комплекса

Флогопит является типичным минералом основной массы ультраосновных лампрофиров зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса. Во всех изученных образцах флогопит имеет таблитчатые зональные зерна, размер которых сильно варьирует (рис. 5, 6). Флогопиты в основном представлены чешуйками с обратной зональностью, где ядра сложены железистыми высокоглиноземистыми флогопитами. Но встречаются зерна и с нормальной зональностью. В ядрах флогопитов с нормальной и обратной зональностью были найдены минеральные включения магнетита и перовскита. Химический состав флогопита представлен в таблице дополнительных материалов, Table 1, (https://sibran.ru/journals/Supplementary_1.xlsx).

Флогопит составляет 40 об. % основной массы TGK 1 (Большешагнинский массив). Размер зерен варьирует в пределах 70—100 мкм по длине. По составу было выделено два типа ядер: высокоглиноземистые (Ia) и высокожелезистые (Ib) ядра. Высокоглиноземистые ядра (Ia) ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 16\text{—}18$ мас. %) также имеют высокое содержание MgO , FeO_{tot} , TiO_2 , BaO . Ядра второго типа (Ib) характеризуются высоким содержанием FeO_{tot} 13—18 мас. %, относительно низкими Al_2O_3 , MgO , TiO_2 , BaO . Ядра первого и второго типа обычно окружены флогопитом (II) с содержанием $\text{Al}_2\text{O}_3 = 12\text{—}13$ мас. % и относительно низким FeO_{tot} , затем флогопитом (III) с $\text{Al}_2\text{O}_3 = 10\text{—}12$ мас. % и каймой из тетраферрифлогопита (IV). В каймах некоторых зерен наблюдается осцилляционная зональность, которая представляет собой ряд повторяющихся тонких зон (см. рис. 5, а, 6—9, таблицу).

Основная масса TGK 3 (Большешагнинский массив) на 60 % состоит из чешуек флогопита размером 100—250 мкм по длине. В чешуйках выделяются ядра (I), которые обычно представлены высокоглиноземистым, высокожелезистым флогопитом, и еще три зоны (II, III, IV) с относительно низким содержанием Al_2O_3 , TiO_2 , BaO и высоким MgO (см. рис. 5, б, 6—9, таблицу).

В другом образце из Большешагнинского массива (TGK 6/21) 20 об. % основной массы представлено флогопитом, размеры чешуек которого достигают 50 мкм. Чешуйки обычно зональные, и по со-

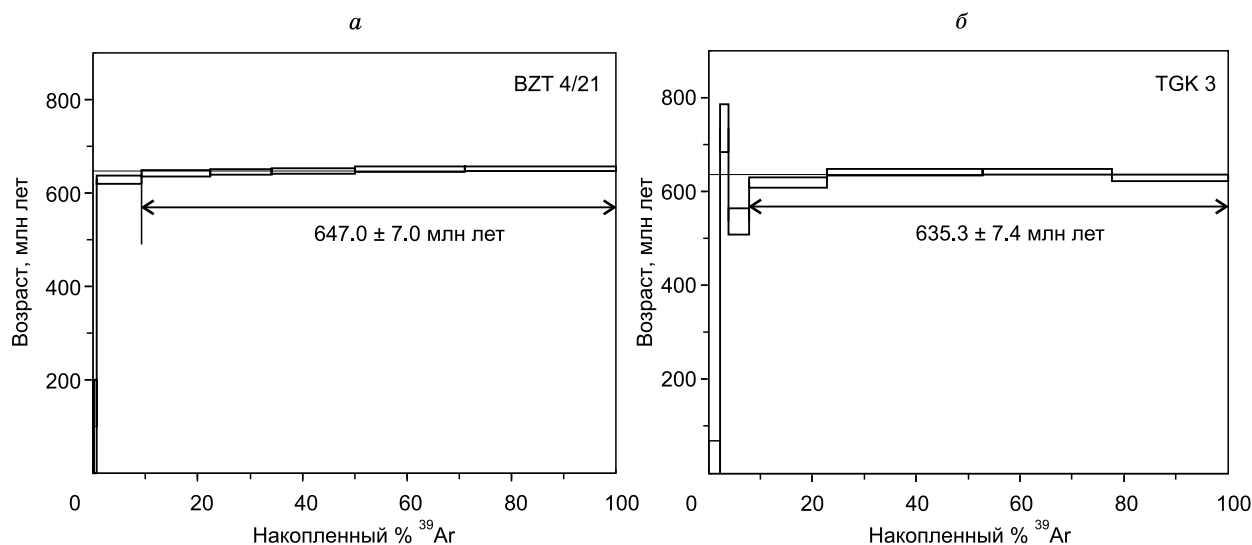


Рис. 4. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастные спектры для флогопита из айлицитов тр. Южная (а) и Большешагнинского массива (б).

Химический состав слюд из айлицитов земинского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса

Компонент	ТГК 3						ТГК 6/21						ТГК 1					
	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	6
SiO ₂ , мас. %	35.95	36.12	36.19	38.21	39.76	39.65	34.92	35.22	38.40	37.17	37.96	38.42	35.92	35.40	34.22	33.93	35.25	35.14
TiO ₂	3.55	3.35	2.95	2.51	0.72	1.27	4.03	3.64	2.79	3.66	3.52	3.34	3.59	3.30	5.14	5.14	3.33	3.50
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	0.02	0.01	—	—	0.02	0.01	0.01	0.03	0.01	—	—	0.01	0.01	—
Al ₂ O ₃	17.40	17.56	15.81	14.59	12.71	12.46	17.15	17.16	12.78	12.29	13.26	9.61	12.71	12.47	15.78	16.06	12.41	12.84
FeO _{tot}	8.54	8.60	8.57	7.65	6.80	7.90	9.35	8.75	15.85	17.07	12.13	20.34	19.56	19.10	11.29	12.02	22.07	20.86
MnO	0.05	0.12	0.12	0.11	0.05	0.12	0.10	0.14	0.33	0.37	0.24	0.28	0.26	0.25	0.13	0.18	0.30	0.29
MgO	20.57	20.59	20.96	22.49	24.26	23.84	19.52	18.29	17.55	16.24	18.88	14.76	13.48	13.56	17.57	16.81	11.90	12.74
CaO	0.08	0.04	0.07	0.05	0.11	0.12	0.13	0.15	0.23	0.20	0.17	0.20	0.36	0.78	0.38	0.18	0.31	0.40
BaO	1.09	1.00	0.58	0.33	0.05	0.09	1.31	0.97	0.10	0.13	0.28	—	0.14	0.19	0.81	0.95	0.19	0.21
Na ₂ O	0.13	0.19	0.23	0.15	0.22	0.19	0.15	0.20	0.09	0.08	0.10	0.07	0.08	0.06	0.12	0.10	0.04	0.07
K ₂ O	9.66	9.70	9.84	9.99	9.69	9.97	9.82	9.78	10.07	9.91	10.06	9.83	9.73	9.50	9.67	9.72	9.45	9.64
H ₂ O	3.71	3.74	3.77	3.89	3.07	3.24	3.66	3.38	3.59	3.62	3.68	3.40	3.24	3.17	3.43	3.44	3.28	3.30
F	0.85	0.84	0.67	0.59	2.31	1.98	0.64	0.63	0.76	0.36	0.37	0.43	0.81	0.78	0.61	0.57	0.72	0.72
F ₂ O	0.36	0.36	0.28	0.25	0.97	0.83	0.27	0.27	0.32	0.15	0.15	0.18	0.34	0.33	0.26	0.24	0.31	0.30
Сумма	101.2	101.5	99.5	100.3	98.8	100.0	100.5	98.1	102.2	100.9	100.4	100.5	99.6	98.2	98.9	98.8	98.9	99.4

Формульные коэффициенты пересчитаны на основе 8 катионов и 22 атомов кислорода																		
Si, ф. ед.	5.191	5.196	5.303	5.497	5.728	5.691	5.138	5.308	5.643	5.583	5.611	5.877	5.570	5.570	5.184	5.164	5.555	5.491
Al ^{IV}	2.809	2.804	2.697	2.475	2.158	2.108	2.862	2.692	2.213	2.177	2.310	1.732	2.323	2.313	2.816	2.836	2.305	2.365
Fe ³⁺	—	—	—	0.028	0.114	0.201	—	—	0.145	0.240	0.079	0.391	0.107	0.117	—	—	0.140	0.143
Al ^{VI}	0.152	0.173	0.033	—	—	—	0.112	0.356	—	—	—	—	—	—	0.001	0.045	—	—
Fe ²⁺	1.031	1.035	1.050	0.893	0.706	0.747	1.150	1.103	1.803	1.903	1.420	2.211	2.429	2.397	1.431	1.529	2.769	2.583
Ti	0.385	0.362	0.325	0.272	0.078	0.137	0.446	0.413	0.309	0.413	0.391	0.384	0.419	0.391	0.585	0.588	0.395	0.411
Cr	—	—	—	—	0.002	0.001	—	—	0.002	0.001	0.002	0.004	0.001	—	—	0.002	0.002	—
Mn	0.006	0.015	0.015	0.013	0.006	0.014	0.013	0.018	0.042	0.047	0.030	0.036	0.035	0.033	0.016	0.024	0.040	0.038
Mg	4.426	4.415	4.578	4.822	5.208	5.100	4.280	4.109	3.844	3.635	4.158	3.365	3.116	3.179	3.967	3.813	2.794	2.968
Ca	0.012	0.006	0.011	0.008	0.017	0.018	0.020	0.024	0.036	0.032	0.027	0.033	0.059	0.131	0.061	0.029	0.053	0.066
Ba	0.061	0.056	0.034	0.018	0.003	0.005	0.076	0.057	0.006	0.008	0.016	—	0.009	0.012	0.048	0.057	0.012	0.013
Na	0.035	0.052	0.065	0.043	0.062	0.052	0.042	0.059	0.025	0.024	0.029	0.022	0.024	0.019	0.034	0.030	0.012	0.021
K	1.779	1.781	1.840	1.833	1.780	1.825	1.843	1.881	1.888	1.899	1.896	1.918	1.924	1.908	1.868	1.886	1.901	1.922
F	0.388	0.384	0.311	0.269	1.053	0.897	0.300	0.302	0.351	0.170	0.171	0.206	0.397	0.386	0.291	0.272	0.361	0.357
OH	3.575	3.590	3.689	3.731	2.947	3.103	3.592	3.402	3.519	3.625	3.626	3.467	3.357	3.331	3.470	3.490	3.445	3.436
O	0.037	0.026	—	—	—	—	0.109	0.296	0.130	0.206	0.203	0.327	0.246	0.282	0.239	0.237	0.194	0.207

Компонент	ТГК 1							Bush 3/21						BZT 4/21						
	7	8	9	10	11	12	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	6	7	
													OM	OM	OM	OM	M	M	M	M
SiO ₂ , мас. %	34.82	34.38	34.88	34.97	33.89	35.17	37.05	36.92	36.35	36.63	36.46	36.90	38.62	38.20	36.59	35.72	35.59	35.82	35.33	
TiO ₂	2.91	5.30	3.38	2.00	5.38	3.96	2.29	2.35	2.31	2.91	2.56	2.34	3.24	3.16	1.69	1.85	3.65	3.64	3.67	
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.02	0.01	0.01	0.94	0.88	0.08	0.04	0.01	—	0.01	
Al ₂ O ₃	13.24	15.82	13.70	11.35	16.36	16.74	15.13	15.05	15.02	14.75	14.78	14.80	15.61	15.68	17.62	17.72	14.24	14.28	14.46	
FeO _{tot}	20.99	12.01	20.05	25.58	10.83	9.83	7.78	7.52	7.26	8.21	8.01	7.44	4.87	4.90	5.40	5.79	18.08	18.25	18.28	
MnO	0.37	0.16	0.27	0.55	0.11	0.13	0.14	0.14	0.13	0.13	0.16	0.15	0.01	0.02	0.09	0.09	0.27	0.27	0.21	
MgO	12.37	16.79	12.87	10.82	17.63	18.88	21.85	21.86	21.55	21.41	21.30	21.91	21.84	21.90	22.97	22.26	13.83	13.92	13.85	
CaO	0.26	0.32	0.41	0.27	0.34	0.07	0.13	0.16	0.05	0.10	0.15	0.09	0.02	0.02	0.13	0.81	0.09	0.07	0.06	
BaO	0.08	0.82	0.25	0.09	1.03	0.95	2.23	1.87	2.25	1.97	2.08	2.09	0.16	0.18	0.90	0.91	0.31	0.31	0.29	
Na ₂ O	0.08	0.11	0.07	0.02	0.11	0.09	0.72	0.78	0.77	0.70	0.70	0.74	0.31	0.33	0.54	0.73	0.34	0.38	0.43	
K ₂ O	9.80	9.48	9.65	9.51	9.58	9.85	8.26	8.26	8.27	8.07	8.14	8.24	9.69	9.75	8.63	8.38	9.11	9.05	8.96	
H ₂ O	3.38	3.41	3.36	3.42	3.43	3.58	3.68	3.74	3.65	3.67	3.66	3.67	3.78	3.75	4.10	4.04	3.66	3.71	3.71	
F	0.65	0.56	0.68	0.62	0.62	0.69	0.90	0.73	0.76	0.84	0.80	0.86	0.19	0.28	0.16	0.16	0.17	0.15	0.17	
F ₂ O	0.27	0.24	0.29	0.26	0.26	0.29	0.38	0.31	0.32	0.35	0.34	0.36	0.08	0.12	0.07	0.07	0.07	0.06	0.07	
Сумма	98.67	98.92	99.27	98.94	99.05	99.66	99.78	99.08	98.05	99.04	98.47	98.88	99.21	98.95	98.84	98.44	99.30	99.79	99.36	

Формульные коэффициенты пересчитаны на основе 8 катионов и 22 атомов кислорода

Si, ф. ед.	5.482	5.219	5.442	5.574	5.122	5.219	5.414	5.418	5.408	5.393	5.408	5.431	5.584	5.541	5.253	5.203	5.471	5.473	5.421
Al ^{IV}	2.457	2.781	2.519	2.132	2.878	2.781	2.586	2.582	2.592	2.560	2.583	2.568	2.416	2.459	2.747	2.797	2.529	2.527	2.579
Fe ³⁺	0.061	—	0.040	0.294	—	—	—	—	—	0.047	0.009	—	—	—	—	—	—	—	—
Al ^{VI}	—	0.051	—	—	0.036	0.147	0.021	0.021	0.042	—	—	—	0.244	0.223	0.235	0.245	0.050	0.045	0.035
Fe ²⁺	2.703	1.525	2.577	3.116	1.368	1.220	0.951	0.922	0.904	0.964	0.985	0.915	0.589	0.594	0.649	0.705	2.324	2.332	2.346
Ti	0.345	0.606	0.397	0.240	0.611	0.442	0.251	0.259	0.258	0.322	0.286	0.259	0.352	0.345	0.182	0.203	0.422	0.418	0.424
Cr	0.001	—	—	—	—	—	—	—	—	0.002	0.002	0.001	0.107	0.101	0.009	0.004	0.002	—	0.001
Mn	0.049	0.020	0.035	0.074	0.014	0.017	0.018	0.018	0.017	0.016	0.020	0.018	0.001	0.003	0.011	0.011	0.035	0.035	0.028
Mg	2.903	3.799	2.991	2.571	3.970	4.174	4.759	4.780	4.779	4.697	4.708	4.807	4.706	4.735	4.915	4.831	3.167	3.170	3.167
Ca	0.044	0.051	0.068	0.046	0.056	0.011	0.020	0.025	0.008	0.016	0.023	0.015	0.004	0.004	0.020	0.127	0.015	0.012	0.009
Ba	0.005	0.049	0.015	0.006	0.061	0.055	0.128	0.108	0.131	0.114	0.121	0.121	0.009	0.010	0.051	0.052	0.019	0.019	0.017
Na	0.024	0.031	0.020	0.005	0.032	0.027	0.204	0.221	0.221	0.199	0.203	0.210	0.087	0.094	0.150	0.207	0.103	0.111	0.129
K	1.969	1.836	1.921	1.934	1.846	1.865	1.540	1.546	1.570	1.515	1.539	1.548	1.787	1.805	1.581	1.557	1.786	1.764	1.754
F	0.322	0.268	0.336	0.312	0.295	0.323	0.416	0.338	0.356	0.391	0.374	0.400	0.088	0.130	0.075	0.076	0.084	0.072	0.081
OH	3.547	3.457	3.492	3.639	3.459	3.539	3.584	3.662	3.626	3.603	3.621	3.600	3.643	3.629	3.925	3.924	3.755	3.783	3.799
O	0.131	0.274	0.172	0.048	0.246	0.137	—	—	0.018	0.006	0.005	—	0.269	0.241	—	—	0.162	0.145	0.120

Примечание. Прочерк — ниже предела обнаружения, OM — флогопит основной массы, M — макрокристы флогопита. Цифры под образцами: 1—6, 7—12, 1—7 обозначают номер анализа.

ставу нами было выделено четыре зоны флогопита. Ядра (I) зерен в основном сложены железистыми высокоглиноземистыми флогопитами. Флогопиты II (кайма) характеризуются более низким содержанием Al_2O_3 , MgO , TiO_2 и более высоким FeO_{tot} до 15—18 мас. % относительно флогопитов I. Флогопиты

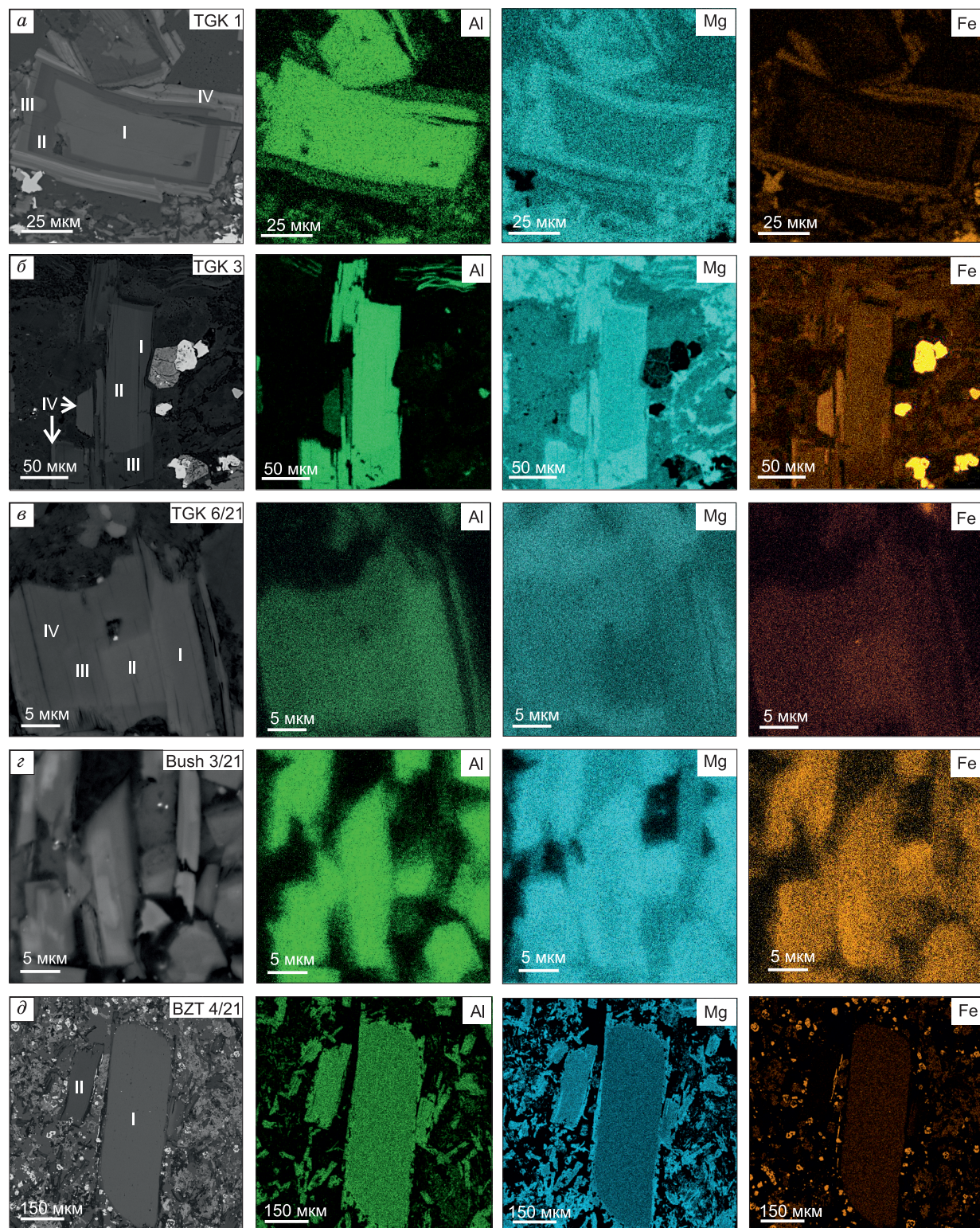


Рис. 5. BSE-изображения и элементные карты для флогопита из ультраосновных лампрофиров зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса.

a—d — показаны зональные кристаллы из основной массы айлицитов Большетагинского массива (TGK 1, TGK 3, TGK 6/21), Бушканайской дайки (Bush 3/21), тр. Южная (BZT 4/21) соответственно; I, II, III, IV — отмечены зоны роста.

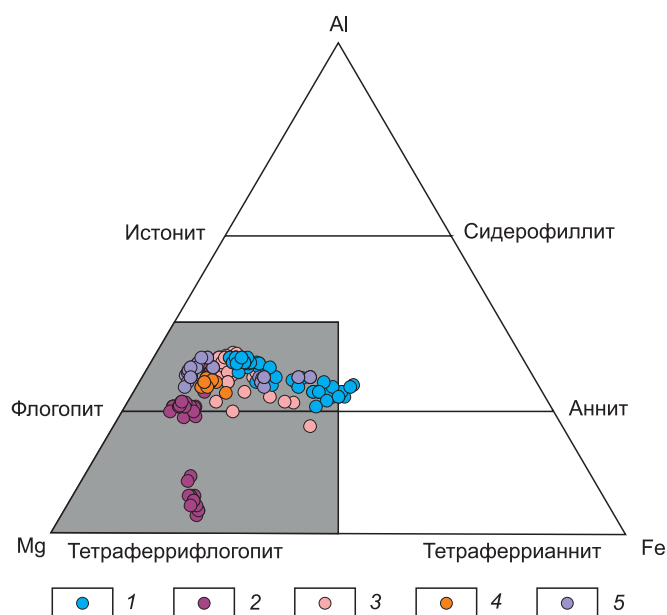


Рис. 6. Классификационная диаграмма для слюд из айлицитов зиминского комплекса [Mitchell, 1995].

Фигуративные точки составов попадают в область флогопита (серая область). 1 — TGK 1, 2 — TGK 3, 3 — TGK 6/21, 4 — Bush 3/21, 5 — BZT 4/21.

III (кайма) относительно обеднены Al_2O_3 , TiO_2 , FeO_{tot} и обогащены MgO по сравнению с вышеописанными флогопитами этого образца. Флогопиты IV характеризуются более низким содержанием Al_2O_3 , TiO_2 и более высоким MgO (см. рис. 5, в, 6—9).

Мелкие чешуйки флогопита размером до 20 мкм составляют 70 % основной массы айлицитов из Бушканайской дайки (Bush 3/21). Эти зерна имеют зональность по содержанию Fe. Нам не удалось определить состав каждой зоны из-за их мелкого размера, поэтому мы приводим только состав центральных частей этих зерен.

рен. Он характеризуется $\text{Al}_2\text{O}_3 = 14\text{—}16$ мас. %, $\text{MgO} = 21\text{—}23$ мас. %, $\text{FeO}_{\text{tot}} = 7\text{—}9$ мас. %, $\text{TiO}_2 = 2\text{—}3$ мас. %, $\text{BaO} = 2.0\text{—}2.5$ мас. % (см. рис. 5, з; 6—9, таблицу).

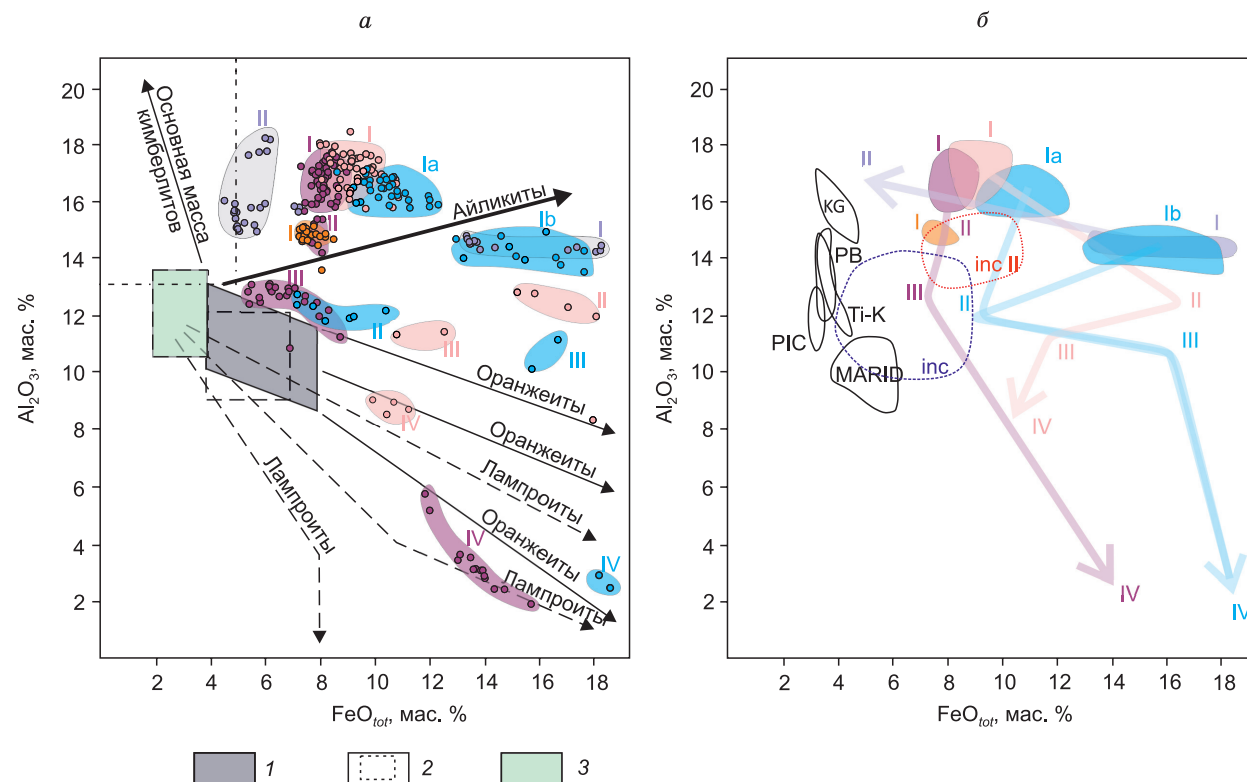


Рис. 7. Бинарные диаграммы $\text{FeO}_{\text{tot}}\text{—Al}_2\text{O}_3$ для флогопита из ультраосновных лампрофиров зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса.

inc II — флогопит из поликристаллических включений, inc — флогопит из включений в хромитах. Здесь и на рис. 8, 9 Ia, Ib, I, II, III, IV — зоны роста. Стрелки показывают тренды изменения составов флогопита от центра к краю зерна. а — тренды для флогопитов из разных типов пород указаны согласно [Mitchell, 1995], 1 — оранжеиты, 2 — лампроиты, 3 — айлициты. Остальные усл. обозн. см. на рис. 6; б — областями показаны составы флогопита из мантийных пород: MARID (флогопит-амфибол-рутил-ильменит-диопсидсодержащая порода), PIC (флогопит-ильменит-клинопироксенсодержащая порода), PB (ксенолиты полимиктовой брекчии из провинции Кимберли, ЮАР), KG (основная масса кимберлитов); Ti-K (высокотитанистый флогопит из южно-африканских кимберлитов) [Kargin, 2021].

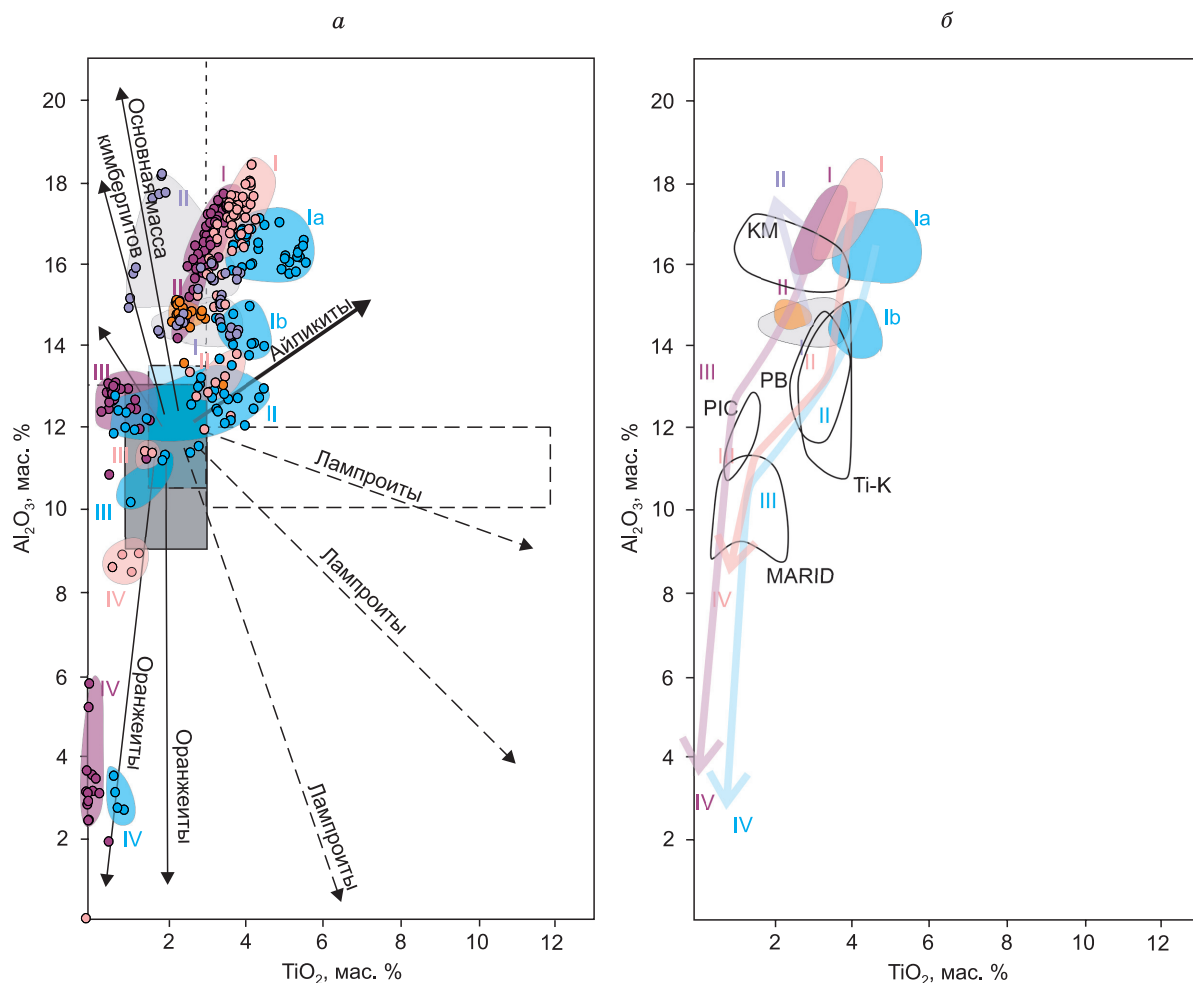


Рис. 8. Бинарные диаграммы TiO_2 — Al_2O_3 для флогопита из ультраосновных лампрофиров зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса.

Стрелки показывают тренды изменения составов флогопита от центра к краю зерна. *a* — тренды для флогопитов из разных типов пород указаны согласно [Mitchell, 1995], усл. обозн. см. на рис. 6; *б* — областями показаны составы флогопита из мантийных пород: MARID (флогопит-амфибол-рутил-ильменит-диопсидсодержащая порода), PIC (флогопит-ильменит-клинопироксен содержащая порода), PB (ксенолиты полимиктовой брекчии из провинции Кимберли, ЮАР), KG (основная масса кимберлитов), Ti-K (высокотитанистый флогопит из южно-африканских кимберлитов) [Kargin, 2021].

В образце из тр. Южная (BZT 4/21) флогопит встречается в виде макрокристов (I) и в качестве минерала основной массы (до 40 об. %) (II). Чешуйки флогопита основной массы (II) достигают 100—200 мкм, по составу обычно однородны и имеют высокое содержание $\text{Al}_2\text{O}_3 = 15$ —19 мас. %, $\text{MgO} = 20$ —25 мас. %, относительно низкое — $\text{FeO}_{\text{tot}} = 4$ —6 мас. %, $\text{TiO}_2 = 1$ —3 мас. % и BaO до 1 мас. %. Размер макрокристов флогопита (I) из BZT 4/21 достигает 1 см, реже 3—5 см. Относительно флогопита основной массы они имеют более низкое содержание $\text{Al}_2\text{O}_3 = 14$ —15 мас. %, $\text{MgO} = 15$ —20 мас. % и высокое — $\text{FeO}_{\text{tot}} = 14$ —18 мас. % и $\text{TiO}_2 = 2$ —4 мас. %. Флогопит основной массы и макрокристы имеют тонкую кайму, которая относительно обогащена MgO и обеднена FeO_{tot} (см. рис. 5, д, 6—9, таблицу).

Флогопит из полифазных включений

Мы изучили первичные полифазные включения в хромитах из ультраосновных лампрофиров зиминского комплекса. Обнаруженные включения имеют размер до 15 мкм. Основными дочерними фазами включений являются флогопит (40—60 об. %) и кальцит (10—60 об. %), кроме того, встречаются диопсид (до 10 об. %), амфибол (до 10 об. %), апатит (до 5 об. %), Fe-Ni сульфиды. Были обнаружены единичные находки Sr-REE фаз (рис. 10). Флогопит во включениях представлен таблитчатыми зернами. Зерна имеют относительно ядер флогопита основной массы невысокое содержание Al_2O_3 (10—14 мас. %), FeO_{tot} (4—9 мас. %) (см. доп. материалы, Table 2).

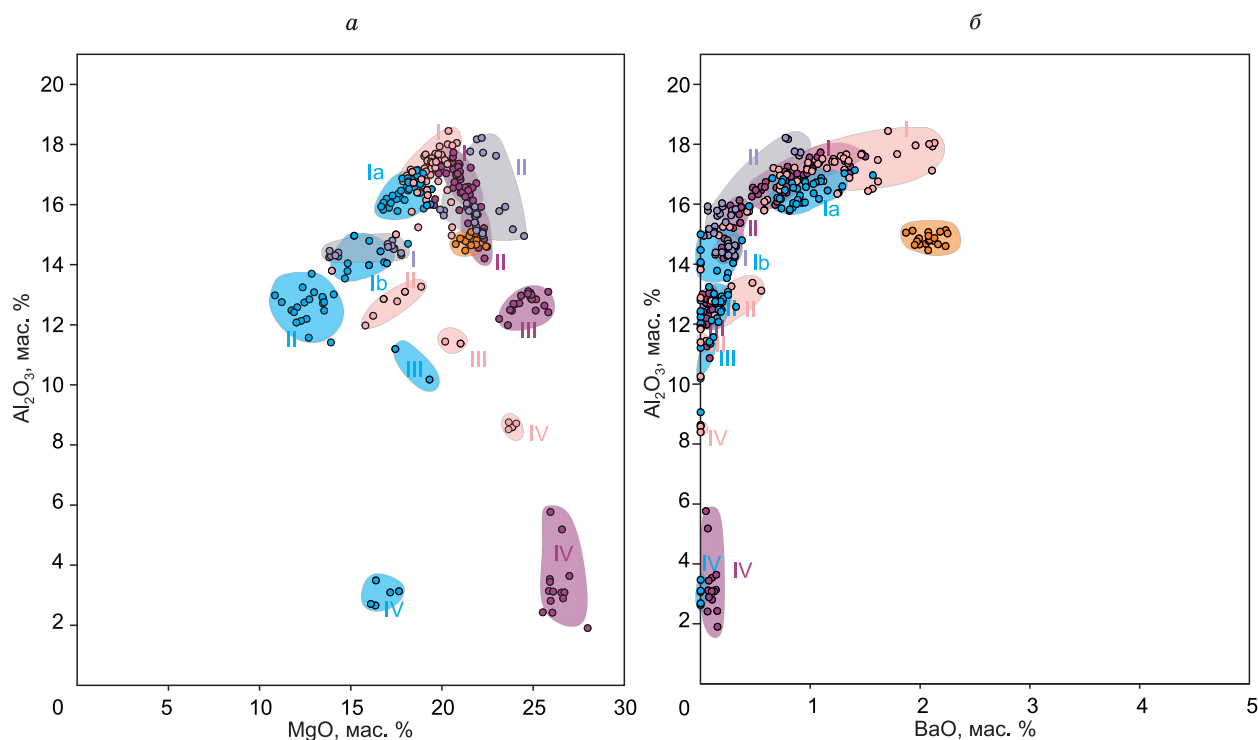


Рис. 9. Бинарные диаграммы $\text{MgO—Al}_2\text{O}_3$ и $\text{BaO—Al}_2\text{O}_3$ для флогопита из ультраосновных лампрофиров зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса.

Усл. обозн. см. на рис. 6.

Флогопит из поликристаллических включений

Были изучены поликристаллические включения в оливинах Бушканайской дайки. Обнаруженные включения в оливинах представлены крупными (50—300 мкм) полностью раскристаллизованными образованиями. Во включениях основными фазами являются клинопироксен и флогопит, а также встречаются магнетит, кальцит, ильменит (рис. 11). Содержание Al_2O_3 в ядрах флогопита из включений составляет в среднем 12.6 мас. %, TiO_2 — 1.23 мас. %, FeO_{tot} — 7.53 мас. %, MgO — 23.5 мас. %, BaO — 1.03 мас. %. Ободки имеют относительно высокое содержание Al_2O_3 — 14.4 мас. %, FeO_{tot} — 9.8 мас. %, TiO_2 — 6.17 мас. % и низкое содержание MgO — 18.7 мас. %, BaO — 0.82 мас. % (см. доп. материалы, Table 3).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Возраст

Формирование айлицитов зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса происходило в неопротерозое [Ashchepkov et al., 2020; Савельева и др., 2022; Nugumanova et al., 2024]. Возраст, определенный $^{147}\text{Sm—}^{143}\text{Nd}$ методом, ийолита, нефелинового сиенита, щелочного сиенита, карбонатита Большетагнинского массива получился 640 ± 11 млн лет [Савельева и др., 2022]. При этом, согласно геологическим наблюдениям, ультраосновные лампрофиры Большетагнинского массива были сформированы как в докарбонатитовый, так и в посткарбонатитовый этапы [Фролов, Белов, 1999]. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст флогопита одной из даек айлицитов Большетагнинского массива составил 648 ± 8.7 млн лет [Савельева и др., 2022]. Также был определен возраст перовскита (U-Pb метод) из трех других айлицитов Большетагнинского массива, который оценивается в 645 ± 26 , 642 ± 26 и 634 ± 51 млн лет [Nugumanova et al., 2024]. Полученное нами значение возраста еще одной дайки этого массива, равное 635 ± 7 млн лет, хорошо согласуется в пределах ошибки с ранее опубликованными значениями возраста. Тем не менее эти данные не позволяют уточнить докарбонатитовую либо посткарбонатитовую стадию образования геохронологически изученных даек айлицитов из-за отсутствия точных датировок карбонатитов Большетагнинского массива.

Возраст, определенный нами по флогопиту основной массы тр. Южная (647 ± 7 млн лет), имеет схожие значения с макрокристами флогопита из этой трубки (645 ± 11 млн лет), полученный [Ashchepkov

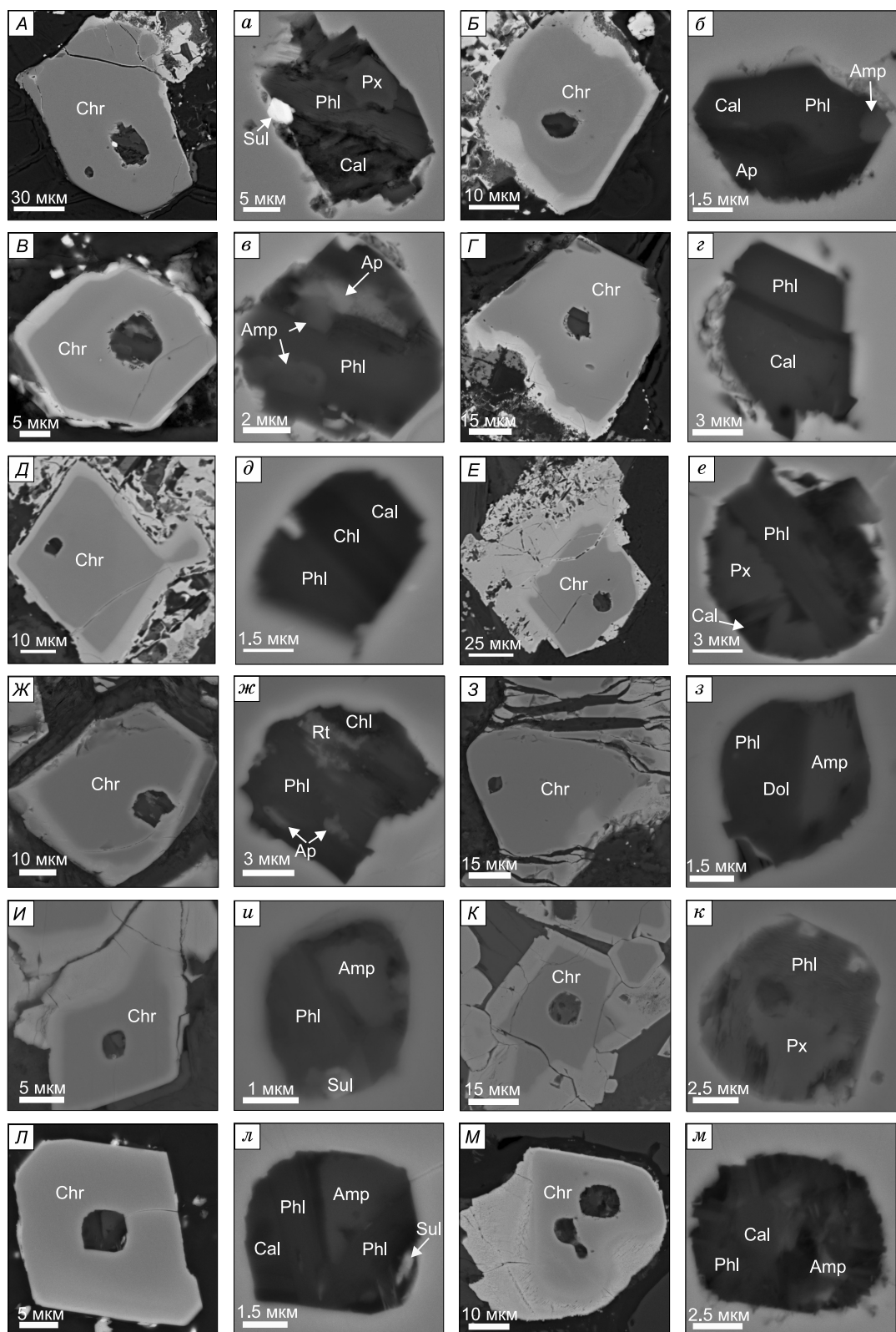


Рис. 10. BSE-изображения зерен хромитов, содержащих первичные полифазные включения, из ультраосновных лампрофиров зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса.

(А—к — образцы из айликов Большетагнинского массива (TGK 1, TGK 3, TGK 6/21), л—м — из образца Bush 3/21 Бушканайской дайки). Amp — амфибол, Ap — апатит, Cal — кальцит, Chl — хлорит, Chr — хромит, Dol — доломит, Phl — флогопит, Px — пироксен, Rt — рутил, Sul — сульфиды. Прописными буквами обозначены хромиты, строчными — включения в них.

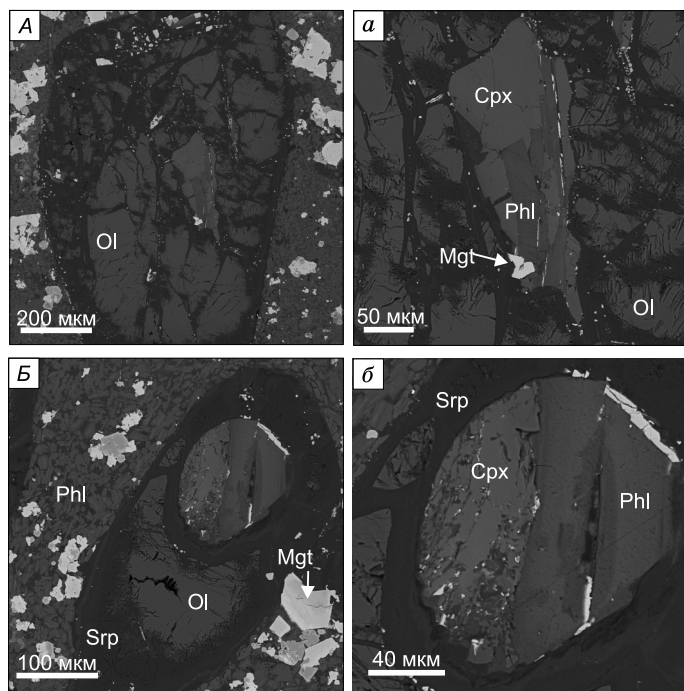


Рис. 11. BSE-изображения включений в оливинах из айлицитов Бушканайской дайки (Bush 3/21).

Cpx — клинопироксен, Mgt — магнетит, Ol — оливин, Phl — флогопит, Srp — серпентин. Прописными буквами обозначены оливины, строчными — включения в них.

et al., 2020]. Это позволяет предполагать, что возрастной разрыв между формированием макрокристал (мегакристал) и минералом основной массы был незначителен. То есть метасоматическое воздействие протоайлицитового расплава на мантийный субстрат с кристаллизацией флогопит-карбонатных метасоматических жил и собственно кристаллизация айлицитовых магм происходили в короткий временной промежуток. Отчасти это заключение подтверждается проведенными исследованиями состава макрокристал флогопита тр. Южная, свидетельствующими об их генерации за счет метасоматического воздействия проторасплава на мантийный перидотит, с

его последующим захватом лампрофировым расплавом [Возняк и др., 2024], а также наши данные, см. обсуждение ниже. Стоит отметить, что к подобному выводу при изучении даек айлицитов неопротерозойского Арбарастахского щелочно-ультраосновного карбонатит-фоскоритового комплекса пришли А.Г. Дорошкевич с соавторами [Doroshkevich et al., 2022], основываясь на петролого-геохимических данных.

Формирование даек ультраосновных лампрофиров зиминского комплекса происходило в этот же возрастной период, что и пород щелочно-ультраосновных карбонатитовых массивов Белозиминского, Большетагнинского, Среднезиминского, Арбарастах, Ингили, Жидой (рис. 12) [Morykio et al., 2000; Ярмолук и др., 2005; Rasskazov et al., 2007; Doroshkevich et al., 2016, 2022; Salnikova et al., 2019; Ashchepkov et al., 2020; Савельева и др., 2022; Prokopyev et al., 2022; Прокопьев и др., 2024].

Согласно представлениям ряда исследователей [Yarmolyuk, Kovalenko, 2001; Ярмолук и др., 2005; Ножкин и др., 2008], развитие неопротерозойского щелочного магматизма на окраине Сибирского кратона было связано с деятельностью суперплюма, вызвавшего распад лавразийской части Родинии и раскрытие Палеоазиатского океана. Стоит отметить, что и в северной Америке в период 650—550 млн лет был развит щелочной магматизм [Tappe et al., 2005, 2006]. В.В. Ярмолук с соавторами [2025] предположили, что плюмовая активность также вызвала формирование дайковых роев долеритов, расслоенных базит-ультрабазитовых интрузий и гранитоидов в юго-западной и южной окраинах Сибирского кратона в период 780—725 млн лет (Иркутская изверженная провинция), дайкового роа Франклина в интервале 727—721 млн лет в северной Лаврентии. Временной разрыв между магматическими событиями 780—725 и 660—630 млн лет значителен и, скорее всего, эти периоды связаны с различными процессами. Вероятно, что неопротерозойский щелочной магматизм (660—630 млн лет) контролировался тектоническими процессами, а не плюмовой активностью. Формирование крупных изверженных провинций Иркутская и одновозрастной Франклин в северной Лаврентии на рубеже 780—725 млн лет было связано с деятельностью суперплюма.

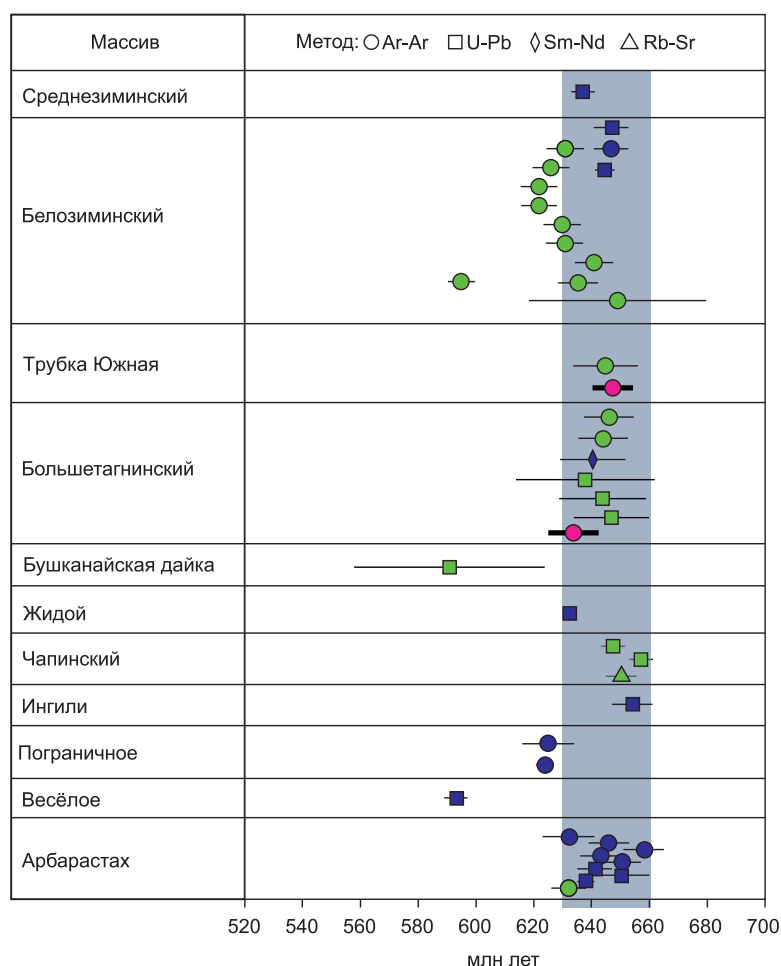
Считается, что формирование низкой степени частичного плавления глубинных щелочных карбонатитовых расплавов не требует избыточного мантийного тепла. Некоторые авторы [Moore et al., 2008; Jelsma et al., 2009; Chalapatthi Rao et al., 2013; Tappe et al., 2017; Doroshkevich et al., 2022] предположили, что движение плит во время раскола континентов может быть одним из наиболее важных факторов для подъема щелочных расплавов из конвективной верхней мантии.

Мы предполагаем, что в нашем случае внутриконтинентальное растяжение и утонение литосферы Родинии в неопротерозое является причиной проявления щелочного магматизма в южной части Сибирского кратона. Считается, что прогрессирующее внутриконтинентальное растяжение приводит к поднятию более горячей астеносферы на более верхние уровни под континентальными окраинами и сопровождается частичным плавлением в CO_2 -содержащих условиях. При плавлении формируется небольшая порция расплава, похожего на карбонатитовый [Wyllie, 1980; Dalton, Presnall, 1998]. Эти расплавы при подъеме сталкиваются с холодным основанием литосферы кратона, вследствие чего они затвердевают

Рис. 12. Геохронологические данные для неопротерозойских редкометалльных щелочно-карбонатитовых комплексов южной и юго-восточной окраин Сибирского кратона.

Данные по массивам Ингили [Ярмлюк и др., 2005], Арбарастах [Prokopyev et al., 2022; Doroshkevich et al., 2022], Жидой [Morykio et al., 2000; Ярмлюк и др., 2005; Rasskazov et al., 2007], Белозиминский [Ярмлюк и др., 2005; Doroshkevich et al., 2016; Salnikova et al., 2019; Ashchepkov et al., 2020], Большетагнинский [Савельева и др., 2022; Nugumanova et al., 2024], Среднезиминский [Прокопьев и др., 2024].

Красными кружками показаны возрасты, полученные в данной работе. Геометрическими фигурами (круг, квадрат, ромб, треугольник) показаны возрасты, определенные разными методами. Синим цветом обозначены возрасты для щелочных пород и карбонатитов, зеленым — для ультраосновных лампрофиров, серая область — возраст образования редкометалльных щелочно-карбонатитовых комплексов южной и юго-восточной окраин Сибирского кратона.



из-за их низкой теплоемкости, образуя карбонат-флогопитовые жилы [Spera, 1984, 1987; McKenzie, 1989; Meen et al., 1989]. Продолжающееся растяжение литосферы еще больше поднимает границу астеносферы и литосферы, что приводит к плавлению карбонат-флогопитовых жил с вмещающими перидотитами. В результате образуются карбонатно-силикатные расплавы (протоайликиитовые) [Tarpe et al., 2006]. Мы предполагаем, что подобный механизм мог быть проявлен при формировании первичных расплавов для неопротерозойских ультраосновных лампрофиров зиминского комплекса. При этом, согласно полученным нами и опубликованным геохронологическим данным по тр. Южная, временной интервал между образованием флогопит-карбонатных метасоматических жил и собственно кристаллизацией айликиитовой магмы был незначительным.

Образование флогопита

В кимберлитах и айликитах флогопит может кристаллизоваться непосредственно из расплава (фенокристы) либо быть захваченным из мантийных пород (ксенокристы). Флогопит в мантийных породах появляется в ходе прогрессивного метасоматоза. Образование слюд в гранатowych перидотитах происходит посредством замещения зерен граната [Erlank et al., 1987; van Achterbergh et al., 2001; O'Reilly, Griffin, 2013]. Слюды также встречаются в метасоматических мантийных жилах, таких как MARID и PIC [Kargin, 2021]. Флогопит с низким содержанием TiO_2 и Cr_2O_3 (< 1 мас. %) соответствует первичному флогопиту, обнаруженному в ксенолитах гранатowych лерцолитов [Giuliani et al., 2016]. Обогащение титаном (> 2 мас. % TiO_2) является особенностью флогопита основной массы кимберлитов и родственных им пород [Giuliani et al., 2016]. Было сделано предположение, что ядра антекристов флогопита, характеризующиеся высокими концентрациями Ti и Cr, могут быть захвачены из закристаллизованных в мантии более ранних айликиитов и кимберлитов [Giuliani et al., 2016]. Некоторые из изученных флогопитов характеризуются обратной зональностью с высоким содержанием TiO_2 (> 2 мас. %) и низким Cr_2O_3 (< 1 мас. %). Составы изученных флогопитов не попадают в область состава флогопита из мантийных пород (рис. 13).

Для изученных зерен флогопита айликиитов характерна сложная зональность. В случае фракционной кристаллизации наблюдалось бы закономерное обеднение магнием и обогащение Fe и Mn от центра к краю зерна за счет осаждения Mg-содержащих фаз (оливина, шпинелидов, клинопироксена) [Reguir et

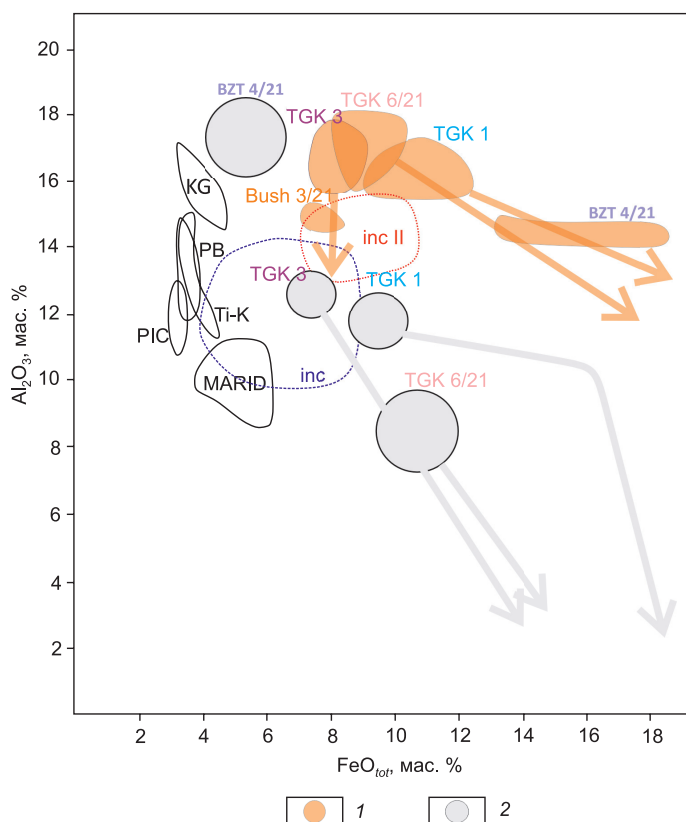


Рис. 13. Бинарные диаграммы FeO_{tot} — Al_2O_3 для флогопита из ультраосновных лампрофиров зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса.

inc II — флогопит из поликристаллических включений, inc — флогопит во включениях из хромитов. Стрелки показывают тренды изменения составов флогопита от центра к краю зерна. Области показаны составы флогопита из мантийных пород: MARID (флогопит-амфибол-рутил-ильменит-диопсидсодержащая порода), PIC (флогопит-ильменит-клинопироксенсодержащая порода), PB (ксенолиты полимиктовой брекчии из провинции Кимберли, ЮАР), KG (основная масса кимберлитов); Ti-K (высокотитанистый флогопит из южно-африканских кимберлитов) [Kargin, 2021].

1 — флогопит из более эволюционировавшего айлики-тового расплава; 2 — флогопит из исходного айлики-тового расплава.

некоторые макрокристы), кристаллизующиеся из каждой порции магмы, были впоследствии смешаны и закристаллизованы в виде гибридной ассоциации [Mitchell, 1995]. Клинопироксены со сложной осцилляционной зональностью из лампрофиров Тянь-Шаня были образованы в результате смешения нескольких магм [Xing, Wang, 2020]. Также исследователями были описаны клинопироксены из щелочных базальтов, представленные зернами с нормальной, обратной и осцилляционной зональностью. Авторы предполагают, что в формировании этих кристаллов участвовали три родственные магмы [Zhang et al., 2024]. С другой стороны, такая зональность возникает в результате захвата расплавом флогопита из ранних айлицитов. Считается, что образование и подъем кимберлитовых и айлики-товых расплавов представляет собой многоимпульсный процесс, в ходе которого некоторые порции расплава не достигают поверхности Земли и кристаллизуются в мантии [Giuliani et al., 2016; Kargin, 2021]. Следующие порции кимберлитовых и айлики-товых расплавов вызывают прогрессивный метасоматоз литосферной мантии, образуя проницаемую зону (канал), который находится в равновесии с расплавом айлицитов и кимберлитов. Согласно этой модели, большая часть мантийных ксенолитов и макрокристов, принесенных расплавами айлицитов и кимберлитов, являются фрагментами стенок мантийных каналов, по которым расплавы достигали поверхности [Kargin, 2021]. Эти макрокристы не характеризуют состав литосферной мантии.

Также сложную зональность можно было бы объяснить ранней кристаллизацией флогопита. Высокоглиноземистые флогопиты были обнаружены в лампроитах и интерпретированы как фенокристы высокого давления [Mitchell, 1995]. Ранние флогопиты, которые кристаллизуются до магнетитов и перовскитов основной массы, будут иметь высокие концентрации Fe, Ti. Однако в изученных флогопитах основной массы были найдены включения перовскита и магнетита. Это позволяет предположить, что флогопит кристаллизовался после перовскита.

Кимберлитовые и айлики-товые расплавы при подъеме могут захватывать и ассимилировать мантийные породы. Обогащение Sr переходных зон оливинов из ультраосновных лампрофиров Ильбокича указывает на ассимиляцию расплава ортопироксеном [Nosova et al., 2018]. Во флогопитах и оливинах из айлицитов зиминского комплекса в зонах роста не наблюдается увеличение содержания Sr, поэтому ассимиляция не могла быть причиной сложной зональности изученных флогопитов.

Ядра изученных флогопитов из Бушканайской дайки по составу близки к составу флогопита из поликристаллических включений, обнаруженных в оливинах этой дайки. В то же время состав ядер флогопита отличается от состава флогопита во включениях хромитов более высокими концентрациями Al, Fe. Было определено, что поликристаллические включения из Бушканайской дайки являются микроксенолитами, захваченными из ранних айлицитов, закристаллизованных в мантии [Nugumanova et al.,

al., 2009]. Однако во флогопитах из айлики-тов зиминского комплекса Mg и другие основные компоненты меняются незакономерно и образуют зигзагообразный тренд. Такую сложную зональность некоторые исследователи объясняют тем, что большая часть слюд кристаллизовалась из нескольких, слегка различающихся по составу порций материнской магмы [Mitchell, 1995]. Микрофенокристы (и

2023]. Исследование перовскитов из айлицитов Бушканайской дайки показало, что после кристаллизации ядер перовскита произошло смешение исходной магмы с другой более эволюционировавшей айликитовой магмой [Nugumanova et al., 2024]. Мы предполагаем, что сложная зональность в изученных флогопитах возникла в результате смешения двух магм. Вероятно, что ядра флогопитов из айлицитов зиминского комплекса с содержанием Al_2O_3 (14—18 мас. %), FeO (7—18 мас. %), TiO_2 (3—6 мас. %) были образованы из ранних порций более эволюционировавшей магмы (см. рис. 13). Флогопит с содержанием Al_2O_3 (10—14 мас. %), TiO_2 (1—2 мас. %) схожи с таковыми из айлицитов других проявлений [Тарре et al., 2006] мира и изученных расплавных включений (см. рис. 6, 7, 12) и, вероятно, был закристаллизован из исходной магмы. Наиболее вероятно, что макрокристы флогопита из айлицитов тр. Южная были сформированы за счет метасоматического воздействия проторасплава на мантийный перидотит и затем захвачены лампрофировым расплавом. Это подтверждается их составом и крупными размерами.

Низкая концентрация Cr во флогопитах объясняется фракционированием хромитов, которые являются ранними фазами [Mitchell, 1995; Soltys et al., 2018]. Флогопит из основной массы тр. Южная отличается от других изученных флогопитов более высокими Al_2O_3 (16—18 мас. %) и Cr_2O_3 (0.5—1.0 мас. %). Такие концентрации Al_2O_3 и Cr_2O_3 мы связываем с модальным содержанием хромшпинелидов. В основной массе айлицитов, кроме образца из тр. Южная, имеются высокоглиноземистые хромшпинелиды до 10 мас. %. При их кристаллизации магма истощалась Cr и Al , из-за этого флогопит из айлицитов Большетагининского массива и Бушканайской дайки имеет относительно низкие концентрации Cr и Al по сравнению с минералом тр. Южная.

ВЫВОДЫ

Флогопит из даек айлицитов зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса был обнаружен в основной массе, в поликристаллических включениях из оливинов и в полифазных включениях из хромитов. В основной массе он представлен зональными зернами с нормальной, обратной и осцилляционной зональностями. Предполагается, что зерна с обратной зональностью (антекристы) были образованы в результате смешения двух айликитовых магм, где ядра зерен антекристов закристаллизовались из более эволюционировавшей магмы айлицитов. Ободки антекристов и зерна с нормальной зональностью с невысоким содержанием Al , Fe были закристаллизованы из исходной айликитовой магмы. Флогопит в поликристаллических включениях имеет высокие концентрации Al , Fe , и их составы наиболее близки к составам ядер антекрист основной массы. Вероятно, эти флогопиты были захвачены из ранних айлицитов, закристаллизованных в мантии. В расплавных включениях состав флогопита схож с составом флогопита из основной массы с нормальной зональностью.

Полученный возраст флогопита основной массы из айлицитов тр. Южная (647 ± 7 млн лет) свидетельствует, что возрастной разрыв между формированием макрокристы (мегакристы) флогопита и минералом основной массы был незначителен и подтверждает, что метасоматическое воздействие прототайликового расплава на мантийный субстрат с кристаллизацией флогопит-карбонатных метасоматических жил и собственно кристаллизация айликитовой магмы происходили в короткий временной промежуток.

Полученные возрасты хорошо согласуются с возрастами образования пород зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса, так же как и других щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов в пределах южной части Сибирского кратона. Был сделан вывод, что внутриконтинентальное растяжение и утонение литосферы Родинии, а не плюмовая активность в неопротерозое являлись причиной проявления щелочного магматизма в южной части Сибирского кратона.

Геология района изучалась в рамках заданий НИР ИГМ СО РАН (22041400241-5), (122041400171-5) и ГИН СО РАН (AAAA-A21-121011390002-2), петрографические, минералогические и геохронологические исследования ультраосновных лампрофиров производились за счет средств проекта РНФ № 23-17-00098 (<https://rscf.ru/project/23-17-00098/>).

Дополнительные материалы: https://sibran.ru/journals/Supplementary_1.xlsx.

ЛИТЕРАТУРА

Багдасаров Ю.А., Власова Е.В., Скосырева М.В. Типоморфизм слюд ультрабазитовых щелочных пород и карбонатитов Маймеча-Котуйской провинции // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1985, т. 6, с. 78—92.

Возняк А.А., Носова А.А., Дорошкевич А.Г. Природа высокохромистых слюд в лампрофирах дайковых роев Кандалакша и Турий мыс и Белозиминского массива (Россия) // Глубинный магматизм, его источники и плюмы: материалы конференции. Иркутск, Изд-во «Оттиск», 2024, с. 20—22.

Минаева Ю.А., Егоров К.Н. Минералого-петрографические особенности дайки кимберлит-пикритового состава в северо-западной части Урикско-Ийского грабена (Восточное Присяняе) // Записки РМО, 2008, № 3, с. 23—39.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Постников А.А., Травин А.В., Эрнст Р.Е. Неопротерозойский рифтогенный и внутримантийный магматизм Енисейского кряжа как индикатор процессов распада Родинии // *Геология и геофизика*, 2008, т. 49 (7), с. 666—688.

Прокопьев И.Р., Дорошкевич А.Г., Варченко М.Д., Семенова Д.В., Избродин И.А., Крук М.Н. Минералогия и возраст карбонатитов массива Средняя Зима (Восточный Саян) // *Геодинамика и тектонофизика*, 2024, т. 15, № 2, <https://doi.org/10.5800/GT-2024-15-2-0749>.

Савельева В.Б., Данилова Ю.В., Базарова Е.П., Данилов Б.С. Кимберлитоподобные породы Урикско-Ийского грабена, Восточное Присяянье: минеральный состав, геохимия и условия формирования // *Геодинамика и тектонофизика*, 2020, т. 11, № 4, с. 678—696, <https://doi.org/10.5800/GT-2020-11-4-0500>.

Савельева В.Б., Базарова Е.П., Данилова Ю.В., Данилов Б.С. Геохимические особенности дайковых айллитов и щелочных пород Большетагнинского массива (Урикско-Ийский грабен, Восточное Присяянье) // *Геодинамика и тектонофизика*, 2022, т. 13, № 2, <https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-2s-0614>.

Секерин А.П., Меньшагин Ю.В., Лашенов В.А. Присяянская провинция высококалийных щелочных пород и лампроитов // *ДАН*, 1995, т. 342, № 1, с. 82—86.

Травин А.В. Термохронология субдукционно-коллизийных, коллизийных событий Центральной Азии: Автореф.... д.г.-м.н. Новосибирск, 2016, 54 с.

Фролов А.А., Белов С.В. Комплексные карбонатитовые месторождения зиминского рудного района (Восточный Саян, Россия) // *Геология рудных месторождений*, 1999, т. 41, № 2, с. 109—130.

Чернышова Е.А. Геохимия и петрология дайковых пород нижнесаянского карбонатитового комплекса // *Геохимия*, 1991, № 8, с. 1096—1110.

Шарыгин В.В. Строение и состав сложных Са-Fe-Ti-оксидных вкрапленников в карбонатитовом лампрофитре Зиминского щелочно-карбонатитового комплекса, В. Саян // *Щелочной и кимберлитовый магматизм Земли и связанные с ним месторождения стратегических металлов и алмазов*, 2023, с. 434—438.

Ярмолук В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Никифоров А.В., Котов А.Б., Владыкин Н.В. Позднерифейский рифтогенез и распад Лавразии: данные геохронологических исследований ультраосновных щелочных комплексов в южном обрамлении Сибирского кратона // *ДАН*, 2005, т. 404, № 3, с. 400—406.

Ashchepkov I., Zhmodik S., Belyanin D., Kiseleva O., Medvedev N., Travin A., Yudin D., Karmanov N., Downes H. Aillikites and alkali ultramafic lamprophyres of the Beloziminsky alkaline ultrabasic-carbonatite massif: possible origin and relations with ore deposits // *Minerals*, 2020, v. 10, doi: [10.3390/min10050404](https://doi.org/10.3390/min10050404).

Baksi A.K., Archibald D.A., Farrar E. Intercalibration of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standards // *Chem. Geol.*, 1996, v. 129, p. 307—324, doi: [10.1016/0009-2541\(95\)00154-9](https://doi.org/10.1016/0009-2541(95)00154-9).

Chalapathi R.N.V., Fu-Yuan W., Mitchell R.H., Qiu-Li L., Lehmann B. Mesoproterozoic U-Pb ages, trace element and Sr-Nd isotopic composition of perovskite from kimberlites of the Eastern Dharwar craton, southern India: Distinct mantle sources and a widespread 1.1 Ga tectonomagmatic event // *Chem. Geol.*, 2013, v. 353, p. 48—64, doi: [10.1016/j.chemgeo.2012.04.023](https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.04.023).

Dalton J.A., Presnall D.C. The continuum of primary carbonatitic-kimberlitic melt compositions in equilibrium with lherzolite: data from the system $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-CO}_2$ at 6 GPa // *J. Petrol.*, 1998, v. 39, p. 1953—1964, doi: [10.1093/petroj/39.11-12.1953](https://doi.org/10.1093/petroj/39.11-12.1953).

Doroshkevich A., Veksler I., Izbrodin I., Ripp G., Khromova E., Posokhov V., Travin A., Vladyskin N. Stable isotope composition of minerals in the Belaya Zima plutonic complex, Russia: Implications for the sources of the parental magma and metasomatizing fluids // *J. Asian Earth Sci.*, 2016, v. 116, p. 81—96, doi: [10.1016/j.jseaes.2015.11.011](https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2015.11.011).

Doroshkevich A., Prokopyev I., Kruk M., Sharygin V., Izbrodin I., Starikova A., Ponomarchuk A., Izokh A., Nugumanova Ya. Age and petrogenesis of ultramafic lamprophyres of the Arbarastakh alkaline-carbonatite complex, Aldan-Stanovoy shield, South of Siberian Craton (Russia): evidence for ultramafic lamprophyre-carbonatite link // *J. Petrol.*, 2022, v. 63, egac073, doi: [10.1093/petrology/egac073](https://doi.org/10.1093/petrology/egac073).

Egorov K.N., Kiselev A.I., Men'shagin Yu.V., Minaeva Yu.A. Lamproite and kimberlite of the Sayany area: Composition, sources, and diamond potential // *Dokl. Earth Sci.*, 2010, v. 435, p. 1670—1675, doi: [10.1134/S1028334X10120251](https://doi.org/10.1134/S1028334X10120251).

Erlank A.J., Waters F.G., Hawkesworth C.J., Haggerty S.E., Allsopp H.L., Rickard R.S., Menzies M.A. Evidence for mantle metasomatism in peridotite nodules from the Kimberley pipes, South Africa // *Mantle metasomatism* / Eds. M. Menzies, C.J. Hawkesworth. Academic Press, 1987, p. 221—311.

Giuliani A., Phillips D., Kamenetsky V.S., Goemann K. Constraints on kimberlite ascent mechanisms revealed by phlogopite compositions in kimberlites and mantle xenoliths // *Lithos*, 2016, v. 240—243, p. 189—201, doi: [10.1016/j.lithos.2015.11.013](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.11.013).

Heaman L., Creaser R., Cookenboo H., Chacko T. Multi-stage modification of the northern Slave mantle lithosphere: evidence from zircon- and diamond-bearing eclogite xenoliths entrained in Jericho kimberlite, Canada // *J. Petrol.*, 2006, v. 47, p. 821—858, doi: [10.1093/petrology/egi097](https://doi.org/10.1093/petrology/egi097).

Jelsma H., Barnett W., Richards S., Lister G. Tectonic setting of kimberlites // *Lithos*, 2009, v. 112, p. 155—165, doi: [10.1016/j.lithos.2009.06.030](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.06.030).

Kargin A.V. Multistage mantle metasomatism during the generation of kimberlite melts: evidence from mantle xenoliths and megacrysts of the Grib kimberlite, Arkhangelsk, Russia // *Petrology*, 2021, v. 29 (3), p. 221—245, doi: [10.1134/S0869591121030024](https://doi.org/10.1134/S0869591121030024).

Larionova Yu.O., Sazonova L.V., Lebedeva N.M., Nosova A.A., Tretyachenko V.V., Travin A.V., Kargin A.V., Yudin D.S. Kimberlite age in the Arkhangelsk Province, Russia: isotopic geochronologic Rb—Sr and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and mineralogical data on phlogopite // *Petrology*, 2016, v. 24, p. 562—593, doi: [10.1134/S0869591116040020](https://doi.org/10.1134/S0869591116040020).

Ludwig K. User's manual for Isoplot 3.00. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley, Berkeley Geochronology Center, 2003, v. 4, p. 1—70.

McKenzie D. Some remarks on the movement of small melt fractions in the mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1989, v. 95, p. 53—72, doi: [10.1016/0012-821X\(89\)90167-2](https://doi.org/10.1016/0012-821X(89)90167-2).

Meen J.K., Ayers J.C., Fregeau E.J. A model of mantle metasomatism by carbonated alkaline melts: trace-element and isotopic compositions of mantle source regions of carbonatite and other continental igneous rocks // *Carbonatites: genesis and evolution* / Ed. K. Bell. London, Unwin Hyman, 1989, p. 464—499.

Mitchell R.H. Kimberlites. Mineralogy, geochemistry, and petrology. Plenum Press, New York, United States, 1986, 442 p.

Mitchell R.H. Kimberlites, orangeites, and related rocks. Springer US, Boston, MA, 1995, doi: [10.1007/978-1-4615-1993-5_1](https://doi.org/10.1007/978-1-4615-1993-5_1).

Mitchell R.H., Bergman S.C. Petrology of lamproites. Plenum Press, New York, 1991, 447 p.

Moore A., Belousova E. Crystallization of Cr-poor and Cr-rich megacryst suites from the host kimberlite magma: implications for mantle structure and the generation of kimberlite magmas // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2005, v. 149, p. 462—481, doi: [10.1007/s00410-005-0663-x](https://doi.org/10.1007/s00410-005-0663-x).

Moore A., Blenkinsop T., Cotterill F. Controls on post-Gondwana alkaline volcanism in Southern Africa // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2008, v. 268, p. 151—164, doi: [10.1016/j.epsl.2008.01.007](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.01.007).

Morikiyo T., Takano K., Miyazaki T., Kagami H., Vladykin N.V. Sr, Nd, C and O isotopic compositions of carbonatite and peralkaline silicate rocks from the Zhidoy complex, Russia: evidence for binary mixing, liquid immiscibility and a heterogeneous depleted mantle source region // *J. Mineral. Petrol. Sci.*, 2000, v. 95, p. 162—172, doi: [10.2465/jmps.95.162](https://doi.org/10.2465/jmps.95.162).

Nosova A.A., Sazonova L.V., Kargin A.V., Smirnova M.D., Lapin A.V., Shcherbakov V.D. Olivine in ultramafic lamprophyres: chemistry, crystallisation, and melt sources of Siberian Pre- and post-trap aillikites // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2018, v. 173, 55, doi: [10.1007/s00410-018-1480-3](https://doi.org/10.1007/s00410-018-1480-3).

Nugumanova Ya., Doroshkevich A., Starikova A., Garcia J. Composition of olivines and spinel group minerals in aillikites from the Bushkanay dike, South Siberian Craton: Insights into alkaline melt sources and evolution // *Geosyst. Geoenviron.*, 2023, doi: [10.1016/j.geogeo.2023.100247](https://doi.org/10.1016/j.geogeo.2023.100247).

Nugumanova Ya., Doroshkevich A., Kalugina A., Chebotarev D., Izbrodin I., Hou T. Age and composition of perovskite in ultramafic lamprophyres from the Zima alkaline-ultramafic carbonatite complex, the southern margin of the Siberian craton: Petrogenetic implications // *Geochemistry*, 2024, doi: [10.1016/j.chemer.2024.126159](https://doi.org/10.1016/j.chemer.2024.126159).

O'Reilly S.Y., Griffin W.L. Mantle metasomatism // *Metasomatism and the chemical transformation of rock SE — 8* / Eds. D.E. Harlov, Austrheim H. Berlin—Heidelberg, Springer, 2013a, p. 471—533, doi: [10.1007/978-3-642-28394-9_12](https://doi.org/10.1007/978-3-642-28394-9_12).

Prokopyev I.R., Doroshkevich A.G., Ponomarchuk A.V., Kruk M.N., Izbrodin I.A., Vladykin N.V. Geochronology of the alkaline-ultramafic carbonatite complex Arbarastakh (Aldan shield, Yakutia): new Ar—Ar and U—Pb data // *Geosphere Res.*, 2022, v. 4, p. 48—66, doi: [10.17223/25421379/25/3](https://doi.org/10.17223/25421379/25/3).

Rasskazov S.V., Il'yasova A.M., Konev A.A., Yasnygina T.A., Maslovskaya M.N., Fefelov N.N., Demonterova E.I., Saranina E.V. Geochemical evolution of the Zadoi alkaline-ultramafic massif, Cis-Sayan area, southern Siberia // *Geochem. Int.*, 2007, v. 45, p. 1—14, doi: [10.1134/s0016702907010016](https://doi.org/10.1134/s0016702907010016).

Reguir E.P., Chakhmouradian A.R., Halden N.M., Malkovets V.G., Yang P. Major- and trace-element compositional variation of phlogopite from kimberlites and carbonatites as a petrogenetic indicator // *Lithos*, 2009, v. 112, p. 372—384, doi: [10.1016/j.lithos.2009.05.023](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.05.023).

Salnikova E.B., Chakhmouradian A.R., Stifeeva M.V., Reguir E.P., Kotov A.B., Gritsenko Yu.D., Nikiforov A.V. Calcic garnets as a geochronological and petrogenetic tool applicable to a wide variety of rocks // *Lithos*, 2019, v. 338—339, p. 141—154, doi: [10.1016/j.lithos.2019.03.032](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.03.032).

Schmidberger S.S., Simonetti A., Francis D. Small-scale Sr isotope investigation of clinopyroxenes from peridotite xenoliths by laser ablation MC-ICP-MS—implications for mantle metasomatism // *Chem. Geol.*, 2003, v. 199, p. 317—329, doi: [10.1016/S0009-2541\(03\)00125-6](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(03)00125-6).

Soltys A., Giuliani A., Phillips D. Crystallisation sequence and magma evolution of the De Beers dyke (Kimberley, South Africa) // *Mineral. Petrol.*, 2018, v. 112, p. 503—518, doi: [10.1007/s00710-018-0588-5](https://doi.org/10.1007/s00710-018-0588-5).

Spera F.J. Carbon dioxide in petrogenesis III: role of volatiles in the ascent of alkaline magma with special reference to xenolith-bearing mafic lavas // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1984, v. 88, p. 217—232, doi: [10.1007/BF00380167](https://doi.org/10.1007/BF00380167).

Spera F.J. Dynamics of translithospheric migration of metasomatic fluid and alkaline magma // *Mantle metasomatism* / Eds. M.A. Menzies, C.J. Hawkesworth. London, Academic Press, 1987, p. 1—20.

Steiger R.H., Jäger E. Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1977, v. 36, p. 359—362, doi: [10.1016/0012-821X\(77\)90060-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(77)90060-7).

Tappe S., Foley S.F., Jenner G.A., Kjarsgaard B.A. Integrating ultramafic lamprophyres into the IUGS classification of igneous rocks: Rationale and implications // *J. Petrol.*, 2005, v. 46, p. 1893—1900, doi: [10.1093/petrology/egi039](https://doi.org/10.1093/petrology/egi039).

Tappe S., Foley S., Jenner G., Heaman L., Kjarsgaard B., Romer R., Stracke A., Joyce N., Hoefs J. Genesis of ultramafic lamprophyres and carbonatites at Aillik Bay, Labrador: a consequence of incipient lithospheric thinning beneath the North Atlantic Craton // *J. Petrol.*, 2006, v. 47, p. 1261—1315, doi: [10.1093/petrology/egl008](https://doi.org/10.1093/petrology/egl008).

Tappe S., Romer R.L., Stracke A., Steenfelt A., Smart K.A., Muehlenbachs K., Torsvik T.H. Sources and mobility of carbonate melts beneath cratons, with implications for deep carbon cycling, metasomatism and rift initiation // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2017, v. 466, p. 152—167, doi: [10.1016/j.epsl.2017.03.011](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.03.011).

Tischendorf G., Förster H.-J., Gottesmann B. Minor- and trace-element composition of trioctahedral micas: A review // *Mineral. Mag.*, 2001, v. 65, p. 249—276, doi: [10.1180/002646101550244](https://doi.org/10.1180/002646101550244).

van Achterbergh E., Griffin W.L., Stiefenhofer J. Metasomatism in mantle xenoliths from the Letlhakane kimberlites: estimation of element fluxes // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2001, v. 141, p. 397—414, doi: [10.1007/s004100000236](https://doi.org/10.1007/s004100000236).

Wyllie P.J. The origin of kimberlite // *J. Geophys. Res.*, 1980, v. 85, p. 6902—6910, doi: [10.1029/JB085iB12p06902](https://doi.org/10.1029/JB085iB12p06902).

Xing C.-M., Wang C.Y. Periodic mixing of magmas recorded by oscillatory zoning of the clinopyroxene macrocrysts from an ultrapotassic lamprophyre dyke // *J. Petrol.*, 2020, v. 61 (11—12), egaal03, doi: [10.1093/petrology/egaa103](https://doi.org/10.1093/petrology/egaa103).

Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I. Late Riphean breakup between Siberia and Laurentia: Evidence from intraplate magmatism // *Dokl. Earth Sci.*, 2001, v. 379 (5), p. 525—528.

Zhang G.-K., Li X.-W., Xu J.-F., Wang F.-Y., Bader Th., Cao G.-Y., Huang F., Mo X.-X., Shan W., Li D.-P., Dong G.-C. Multiple magmatic processes revealed by distinct clinopyroxene populations in the magma plumbing system: A case study from a Miocene volcano in West Qinling, Central China // *Am. Mineral.*, 2024, v. 109, p. 540—555, doi: [10.2138/am-2022-8744](https://doi.org/10.2138/am-2022-8744).