

ДУНИТЫ ИНАГЛИНСКОГО МАССИВА (Центральный Алдан) — ВОЗМОЖНЫЕ КУМУЛЯТЫ ЛАМПРОИТОВОЙ МАГМЫ

И.Ф. Чайка^{1,2}, А.Э. Изох^{1,2}

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

²Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

Рассматривается гипотеза происхождения платиноносных дунитов Инаглинского массива (Центральный Алдан) в ходе фракционирования высококаалиевой ультраосновной магмы. Изучался состав хромшпинелидов и раскристаллизованных расплавных включений в них из дунитов и верлитов Инаглинского массива и оливиновых лампроитов Рябинового массива, относящегося к Центрально-Алданской высококаалиевой провинции. На основании полученных данных установлена схожесть составов и трендов эволюции для хромшпинелидов из изученных пород обоих массивов, а также фазового состава раскристаллизованных расплавных включений в хромшпинелидах. Показана близость химических составов и трендов эволюции для флогопита и клинопироксена из включений для обоих объектов. Сделан вывод о магматической природе ультрамафитов Инаглинского массива и о происхождении их в ходе фракционирования высококаалиевой расплава, отвечающего по составу низкотитанистому лампроиту, что подтверждает гипотезы, выдвинутые ранее рядом исследователей.

Лампроиты, расплавные включения, хромиты, Инаглинский массив, Алданский щит.

DUNITES OF THE INAGLI MASSIF (Central Aldan), CUMULATES OF LAMPROITIC MAGMA

I.F. Chaika and A.E. Izokh

We consider a hypothesis of the origin of PGE-bearing ultramafic rocks of the Inagli massif (Central Aldan) through fractional crystallization from ultrabasic high-potassium magma. We studied dunites and wherlites of the Inagli massif and olivine lamproites of the Ryabinovy massif, which is also included into the Central Aldan high-potassium magmatic area. The research is focused on the chemistry of Cr-spinels and the phase composition of Cr-spinel-hosted crystallized melt inclusions and their daughter phases. Mainly two methods were used: SEM-EDS (Tescan Mira-3), to establish different phases and their relationships, and EPMA, to obtain precise chemical data on small (2–100 μm) phases. The obtained results show similarity in chromite composition and its evolutionary trends for the Inagli massif ultramafites and Ryabinovy massif lamproites. The same has been established for phlogopite and diopside from crystallized melt inclusions from the rocks of both objects. Based on the results of the study, the conclusion is drawn that the ultramafic core of the Inagli massif resulted from fractional crystallization of high-potassium melt corresponding in composition to low-titanium lamproite. This conclusion is consistent with the previous hypotheses suggesting an ultrabasic high-potassium composition of primary melt for the Inagli ultramafites.

Lamproites, melt inclusions, chromites, Inagli massif, Aldan Shield

ВВЕДЕНИЕ

На Алданском щите располагаются уникальные концентрически-зональные щелочно-ультраосновные платиноносные массивы (Кондерский, Инаглинский, Чад, Сыбах и др.), с которыми связаны промышленные россыпи платины [Гурович и др., 1994; Некрасов и др., 1994; Малич, 1999; Округин, 2004]. Они образуют штокообразные тела с концентрически-зональным внутренним строением, обусловленным последовательной сменой от центра к краю дунитов верлитами, клинопироксенитами, шонкинитами и сиенитами. Проблемы генезиса и возраста дунитов в этих массивах активно обсуждаются в литературе. Одни исследователи доказывают магматическое (кумулятивное) происхождение ультраосновных пород Кондерского и Инаглинского массивов [Богомолов, 1967; Гурович и др., 1994; Некрасов и др., 1994; Mues-Schumacher et al., 1995a,b; Октябрьский и др., 2001; Симонов и др., 2010, 2011]. При этом авторы по-разному оценивают составы родоначальных магм, в результате фракционирования которых образовались хромит-оливиновые кумуляты. По мнению В.А. Симонова с соавторами [2011], родоначальные расплавы отвечали биотит-пироксеновым щелочным пикритам. По данным [Mues-Schumacher et al., 1995a,b], исходный расплав высокомагнезиальный (MgO ~ 25 мас. %), состав мог быть близок к оливиновым лампроитам Якокутского массива. Другие исследователи считают, что дуниты этих массивов являются реститами, попавшими в верхние горизонты коры путем твердопла-

стичного течения [Шнай, 1980; Бехтер, Гончаренко, 1991; Лазаренков, Ланда, 1992; Чернышов и др., 1997; Леснов, 2009; Burg et al., 2009]. Таким образом, обоснование кумулятивного генезиса и состава родоначальной магмы для дунитов остается одной из важнейших задач при исследовании Инаглинского массива.

Поскольку дуниты Инаглинского массива испытали многоэтапные вязко-пластические деформации, метаморфизм и метасоматоз [Бетхер, Гончаренко, 1991; Корчагин, 1996], реконструировать их природу по составам оливинов не представляется возможным. В этом плане, как показано в работах В.А. Симонова с соавторами [2010, 2011, 2013, 2015], наиболее перспективным путем получения информации о генезисе ультраосновных пород является анализ хромшпинелидов и находящихся в них раскристаллизованных первичных расплавных включений. Ими получены первые данные об экспериментально закаленных расплавных включениях в хромшпинелидах из дунитов Инаглинского массива [Симонов и др., 2011], однако практически не приведены данные о составе кристаллических фаз в раскристаллизованных включениях. Тем не менее фазовый состав непрогретых раскристаллизованных включений позволяет получить более полную информацию о процессах фракционирования магмы и сравнить ранние этапы эволюции различных магматических систем. Это наглядно показано на примере высокотитанистых хромшпинелидов карнийского яруса из алмазоносной россыпи р. Булкур [Николенко и др., 2018].

Авторы работы [Mues-Schumacher et al., 1995a,b] предположили, что родоначальный расплав дунитов Инаглинского массива отвечал калиевому пикриту или оливиновому лампроиту. Поэтому целью данной статьи является обоснование кумулятивной природы ультрамафитов данного массива при фракционировании лампроитовой родоначальной магмы. Для этого нами было проведено сравнение хромитов и составов минеральных фаз во включениях в хромитах из наиболее свежих дунитов Инаглинского массива с хромитами из оливиновых лампроитов [Шарыгин, 1993; Чайка и др., 2017] диатремы Рябинового массива.

ИСХОДНЫЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Для решения поставленной задачи были отобраны образцы наиболее свежих недеформированных дунитов (И63, И67, И83 и И87) с рассеянной вкрапленностью хромшпинелидов из коллекции А.П. Кривенко и верлита (И73-12). Образец И63 отобран из скв. 53, 153 м, И67 — из скв. 13, 245 м. И83 — из скв. 217, 57 м, И87 — из скв. 200, 61 м. Для Рябинового массива изучались образцы слабоизмененных оливиновых лампроитов (И52-12 и И58-12, отобранных из зоны закалки лампроитовой диатремы и сопутствующей дайки соответственно), содержащие хромшпинелиды как в виде вкрапленников, так и в виде микровключений в фенокристаллах оливина.

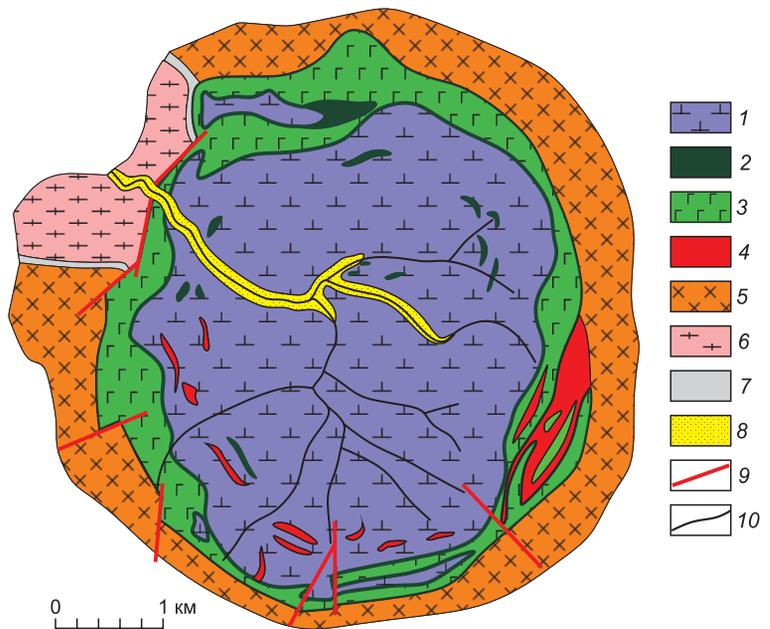
Для точной идентификации минеральных фаз использовалась электронно-сканирующая микроскопия с ЭДС системой микроанализа, точечный количественный химический состав фаз определялся методом электронно-зондового микроанализа и в отдельных случаях с помощью ЭДС микроанализа, совмещенного с электронной микроскопией. Фазы анализировались как в непокрытом полированном шлифе породы, так и в выборках зерен (хромшпинелиды, включения в них), смонтированных в эпоксидные шайбы. Исследование методом электронной микроскопии выполнялось в Аналитическом центре ИГМ СО РАН на растровом сканирующем электронном микроскопе с ЭДС системой химического анализа TESCAN MIRA 3LMU в обратнорассеянных электронах с использованием программного обеспечения INCA. Ускоряющее напряжение составляло 20кВ при токе зонда 15нА. Исследование методом электронно-зондового микроанализа производилось в Аналитическом центре ИГМ СО РАН с помощью рентгеноспектрального микроанализатора JEOL JXA-3200 при токе зонда 20 нА и рентгеноспектрального микроанализатора Cameca Camebax-Micro с током зонда 30—40 нА.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОБЪЕКТОВ И МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИССЛЕДОВАННЫХ ПОРОД

Инаглинский массив находится на пересечении двух региональных систем разломов: северо-западного (Юхтинского) и северо-восточного (Инаглинского). Он расположен в 30 км к западу от г. Алдан на Алданском щите и входит в состав Центрально-Алданской высококалийевой провинции [Корчагин, 1996; Максимов и др., 2010]. Массив имеет концентрически-зональное внутреннее строение, что характерно и для Кондерского интрузива [Разин, 1984; Малич, 1999]. Центральная часть массива сложена в разной степени серпентинизированными дунитами с рассеянной хромитовой вкрапленностью или шпирами хромита. В скважинах наблюдается постепенный переход от дунитов к верлитам, за счет увеличения доли интеркумулусного клинопироксена [Mues-Schumacher et al., 1995a; Октябрьский и др., 2001]. Периферийная зона до 1.5 км сложена шонкинитами, малиньитами [Корчагин, 1996]. Между дунитами и шонкинитами наблюдаются интрузивные соотношения (ксенолиты дунитов в шонкинитах).

Рис. 1. Геологическая схема Инаглинского массива, по [Корчагин, 1996; Khomich et al., 2015].

1 — платиноносные ультрамафиты; 2 — оливиновые пироксениты, глиммериты, щелочные перидотиты; 3 — шонкиниты и малиньиты; 4 — щелочные сиениты и пегматиты; 5 — сиенит-порфиры; 6 — породы архейского фундамента (сланцы, гнейсы, гранитогнейсы); 7 — протерозойские известняки и песчаники; 8 — аллювиальные отложения; 9 — разрывные нарушения; 10 — русла водотоков.



В центральной дунитовой части широко проявлены жильные тела клинопироксенитов с хромдиопсидом, глиммеритов (сланчатых пироксенитов) и сиенитов. По периферии Инаглинский массив интрузируется сиенит-порфирами и кварцевыми сиенит-порфирами (рис. 1). Возраст Инаглинского массива, по последним данным, соответствует времени формирования Центрально-Алданской высококалийевой провинции [Шатов и др., 2012; Ибрагимова и др., 2015], в состав которой входят и проявления лампроитового магматизма [Владыкин, 1997].

Рябиновый массив расположен в северо-западной части Эльконского горста и контролируется пересечением зон Якокутского меридионального и Юхухтинского северо-западного региональных раз-

рывов.

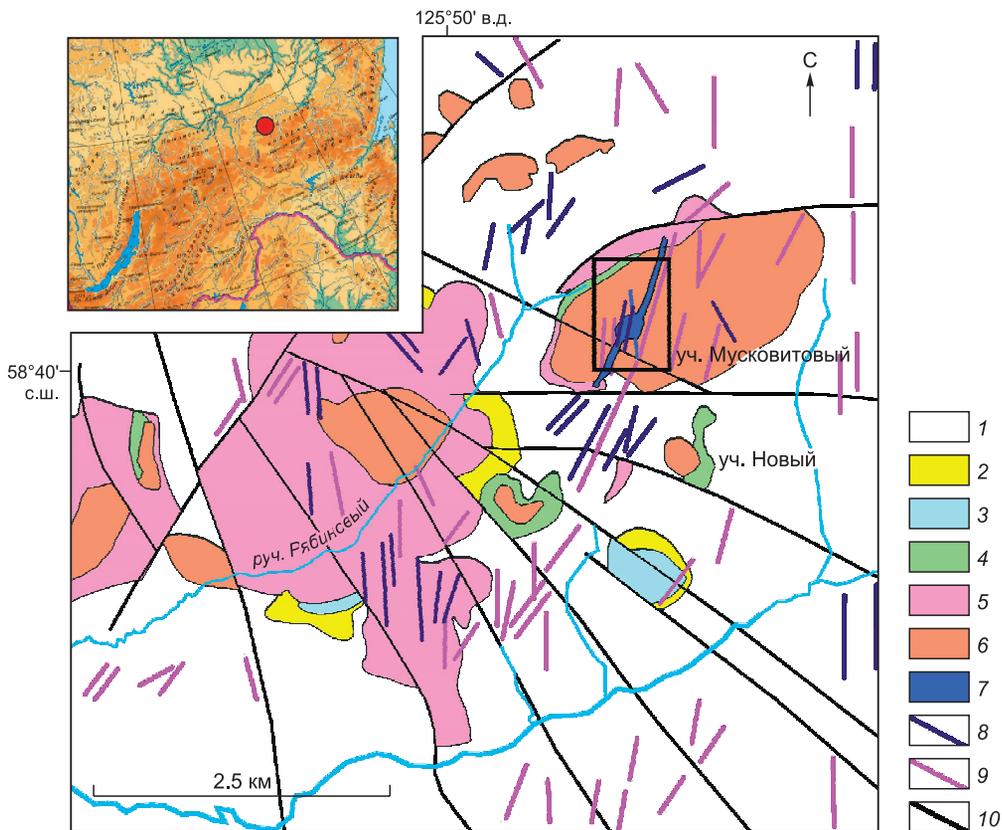


Рис. 2. Геологическая карта-схема массива Рябиновый, по [Шатов и др., 2012].

1 — протерозойский метаморфический комплекс кристаллического фундамента; 2, 3 — породы осадочного чехла венд-кембрийского и юрского возраста соответственно; 4–6 — алданский интрузивный комплекс: 4 — шонкиниты, фергуситы, 5 — порфиroidные щелочно-полевошпатовые эгирин-авгитовые сиениты I фазы, 6 — щелочно-полевошпатовые щелочные сиениты II фазы; 7–9 — тобукский дайковый комплекс: 7 — оливин-диопсид-флогопитовые и диопсид-флогопитовые лампроиты и их эруптивная брекчия, 8 — минетты, 9 — сиенит-порфиры; 10 — разрывные нарушения. На врезке — район исследования.

ломов. Вместе с апофизами массив занимает площадь 50 км² (рис. 2) [Максимов и др., 2010]. Нами изучались интрузии, расположенные на участке Мусковитовый (см. рис. 2), относящиеся к тобукскому комплексу [Шатов и др., 2012]. Наиболее ранними являются дайки и диатрема лампроитов, в которой наблюдается постепенный переход от оливин-диопсид-флогопитовых лампроитов до диопсид-флогопитовых лампроитов.

Дуниты Инаглинского массива — анхимономинеральные породы светло-коричневого или темно-серого цвета, состоящие из оливина с второстепенными хромшпинелидом, диопсидом и флогопитом. В относительно свежих образцах содержание неизмененного оливина не превышает 60 %, остальная его масса замещена серпентином. Хромшпинелид образует включения в оливине или вкрапленность в основной массе, размер которой 0.01—1.00 мм. Кристаллы хромшпинелидов часто имеют идиоморфные очертания. Диопсид и флогопит встречаются редко, как правило, вместе и часто образуют сростания с вкрапленниками хромита. Детальное описание хромшпинелидов Инаглинского массива приведено в работе Р.А. Октябрьского с соавторами [2001].

Верлиты по петрографическим особенностям аналогичны дунитам, однако в них присутствуют интеркумулузные клинопироксен и флогопит (до 15—20 %), что не позволяет классифицировать их как дуниты.

Оливин-диопсид-флогопитовые и диопсид-флогопитовые лампроиты — породы, состоящие из крупных фенокристов или гломеропорфировых выделений оливина (до 2 мм) с включениями хромита, более мелких зональных вкрапленников диопсида, флогопита. Вкрапленники оливина частично резорбированы и по краям замещаются агрегатом из флогопита, пироксена и магнетита. В центральной части диатремы оливин полностью замещен серпентином, хлоритом и карбонатами. Отмечаются редкие вкрапленники зонального хромшпинелида, в центральной части которых представлен хромит, а на периферии — хромистый магнетит. Соотношение вкрапленников сильно варьирует внутри диатремы, что обусловлено процессами дифференциации [Шарыгин, 1993]. Основная масса сложена гипидиоморфными зональными зернами клинопироксена и флогопита, которые цементируются калиевым полевым шпатом. Акцессорные минералы представлены апатитом (до 5 %), баритоцелестином, титанитом и магнетитом. Принадлежность данной серии пород к лампроитам была показана в предыдущих исследованиях [Владыкин, 1997; Чайка и др., 2017].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Состав хромшпинелидов из ультрамафитов Инаглинского и лампроитов Рябинового массивов. Хромшпинелиды являются главным акцессорным минералом в дунитах и верлитах Инаглинского массива. Они встречаются во включениях в оливине и в интерстициях, а также формируют шпироподобные скопления [Октябрьский и др., 2001; Симонов и др., 2011]. Вопрос о формировании таких шпиров является дискуссионным. Некоторые исследователи полагают, что образование шпировых хромитов происходило в «раздувах» кристаллизующейся камеры благодаря длительной циркуляции в них свежих порций магмы [Augé et al., 2005]. Другие утверждают, что эти шпир — следствие силикатно-оксидной несмесимости [Округин, 2004] или предполагают гидротермальное перераспределение хромита и ЭПГ в позднюю стадию становления плутона [Пушкарев и др., 2007]. В связи с этим, в данном исследовании нами рассматриваются только вкрапленные хромшпинелиды из дунитов и верлитов.

Хромшпинелиды из слабосерпентинизированных дунитов Инаглинского массива соответствуют магнезиохромиту и хромиту, а из верлитов — только хромиту (рис. 3, а; табл. 1). При этом наблюдается линейная корреляция содержания MgO с содержанием Al₂O₃. Содержание TiO₂ в хромшпинелидах из дунитов варьирует от 0.5 до 1.0 %, а из верлитов — от 1.0 до 1.8 % (см. рис. 3, б, в; табл. 1). Отрицательная корреляция содержания титана с магнезиальностью и с содержанием алюминия согласуется с эволюцией составов хромшпинелидов при фракционировании высокомагнезиальной расплава. На диаграмме Cr₂O₃—FeO (см. рис. 3, г) хромшпинелиды из дунитов и верлитов образуют единый тренд, который аналогичен хромитам Кондерского и Нижнетагильского массивов и резко отличается от ультрамафитов офиолитовых комплексов [Симонов и др., 2011].

В оливинных лампроитах Рябинового массива хромшпинелиды встречаются как в виде самостоятельных вкрапленников, так и идиоморфных включений во вкрапленниках оливина. Состав включений хромшпинелидов в оливине из лампроитов варьирует от магнезиохромита во внутренней зоне оливина до хромита в краевой зоне (см. рис. 3, а; табл. 1). Внутренние зоны крупных вкрапленников отвечают магнезиохромиту, а периферийная — хроммагнетиту. По составу они близки к хромиту из внутренних зон оливина, но отличаются более высокими содержаниями титана и глинозема и более низкими содержаниями хрома (см. рис. 3, табл. 1).

Раскристаллизованные включения в хромшпинелидах. Обоснование первично-магматической природы раскристаллизованных включений в хромитах Инаглинского массива приведено в работе В.А. Симонова с соавторами [2011]. Фазовый и химический составы отдельных фаз в первичных рас-

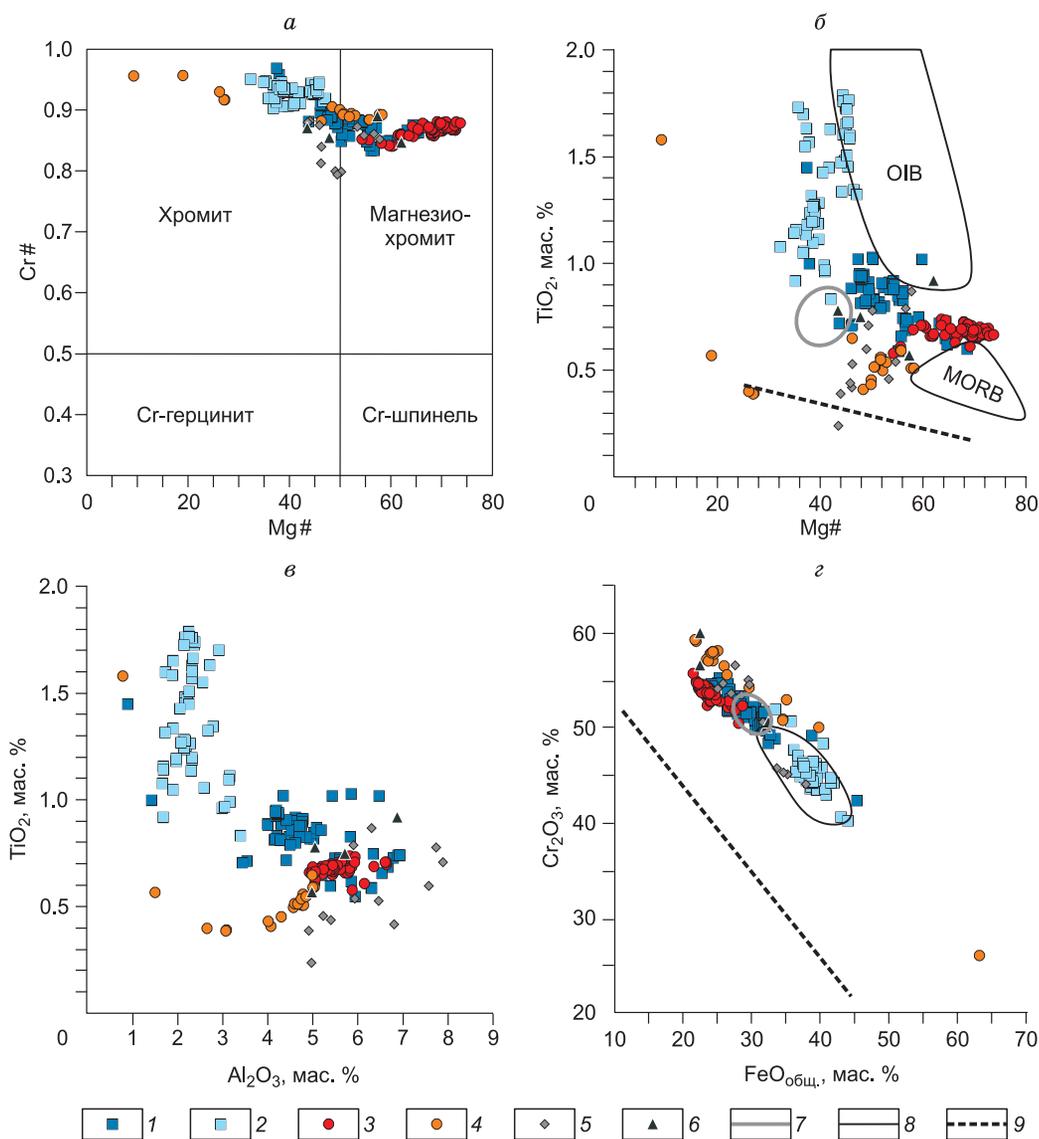


Рис. 3. Вариационные диаграммы составов хромшпинелидов:

из дунитов (1) и верлитов (2) Инаглинского массива; лампроитов Рябинового массива: вкрапленники (3) и микровключения в оливине (4); кроме авторских данных вынесены точки составов хромшпинелидов ультрамафитов Инаглинского массива по данным [Симонов и др., 2011] (5), [Mues-Schumacher et al., 1995a] (6); поля составов хромшпинелидов Кондерского массива (7), Нижнетагильского массива (8), тренд для хромшпинелидов пород офиолитовых комплексов (9), области составов хромшпинелидов из срединно-океанических базальтов (MORB) и базальтов океанических островов (OIB) [Соболев, Никогосян, 1994; Симонов и др., 2011]. а–з — описание см. в тексте.

кристаллизованных включениях изучался главным образом в крупных (> 50 мкм) вкрапленниках хромита из образца лампроита Рябинового массива (И58-12), слабосерпентинизированного дунита (И-67) и умеренно серпентинизированного верлита (И73-12) Инаглинского массива. Качественный фазовый состав раскристаллизованных включений определялся в микрокристаллах хромита, включенных в фенокристы оливина из лампроита Рябинового массива (обр. И52-12). Состав клинопироксена и флогопита (при размере фаз > 5 мкм) из включений определялся электронно-зондовым микроанализом (см. раздел «Исходный материал и методика исследований»).

Включения в хромшпинелидах из дунитов и верлитов Инаглинского массива имеют субизометричную, реже удлиненную форму, часто встречаются включения обратнокристаллической формы, что наряду с фазовым составом доказывает их магматическую природу. Размер включений — от 0,5 до 100 мкм. Наиболее распространены включения 5—20 мкм. Главные минералы включений — флогопит и диопсид. Также обнаружены оливин, апатит и сульфиды (халькопирит, борнит, пентландит), единичные фазы Na-Mg-Ca амфибола (рис. 4, а–в).

Таблица 1. Представительные составы хромшпинелидов из дунитов (1—19) и верлитов (20—31) Инаглинского массива; микрокристов хромшпинелидов в фенокристах оливина (32—41) и вкрапленников хромшпинелидов (42—52) из лампронитов Рябинового массива (мас. %)

Номер анализа	Номер образца	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO (сум)	MgO	NiO	Сумма	Mg#	Cr#	Fe#	
1	И83	0.73	5.50	55.34	0.52	25.36	11.49	н. а.	98.94	57.14	0.87	14.27	
2		0.83	5.84	54.74	0.00	26.63	11.39	»	99.43	55.40	0.86	14.64	
3		0.75	6.35	53.01	0.40	25.70	11.96	»	98.17	59.21	0.85	15.72	
4		0.55	5.95	53.46	0.36	28.44	10.40	»	99.16	51.88	0.86	16.02	
5	И87	1.00	1.44	49.26	0.62	38.84	7.31	»	98.47	38.01	0.96	26.57	
6		1.45	0.91	42.39	0.89	45.46	7.23	»	98.33	37.48	0.97	36.68	
7	И63	0.82	5.03	53.01	0.41	28.91	10.17	»	98.35	51.11	0.88	16.82	
8		0.82	4.95	52.43	0.71	28.43	10.07	»	97.41	51.54	0.88	16.97	
9		1.02	5.44	49.94	0.57	30.61	9.95	»	97.53	50.30	0.86	19.25	
10		0.95	4.18	52.12	0.66	30.43	9.50	»	97.84	48.54	0.89	18.45	
11		0.82	4.33	52.00	0.54	30.44	9.54	»	97.67	48.77	0.89	18.54	
12		0.72	4.42	48.92	0.79	33.51	8.34	»	96.70	43.77	0.88	21.55	
13	И67	0.91	4.79	51.41	0.29	29.06	10.58	0.13	97.20	53.49	0.88	18.62	
14		0.92	4.62	51.34	0.29	28.88	10.71	0.12	96.88	54.26	0.88	18.84	
15		0.91	4.62	51.20	0.29	28.94	10.67	0.12	96.85	54.17	0.88	18.95	
16		0.89	4.30	51.58	0.30	29.66	10.32	0.12	97.19	52.43	0.89	19.12	
17		0.84	4.22	50.83	0.31	30.59	9.86	0.12	96.78	50.52	0.89	19.86	
18		0.85	5.04	53.12	0.29	27.19	10.97	0.11	97.60	55.16	0.88	16.46	
19		0.83	4.86	51.53	0.28	28.06	11.09	0.12	96.78	56.16	0.88	18.51	
20	И73-12	0.96	3.00	50.80	0.49	35.83	8.01	0.16	99.26	40.96	0.92	22.59	
21		0.84	3.40	52.05	0.49	33.61	8.20	0.10	98.68	42.13	0.91	20.03	
22		1.63	2.33	45.40	0.45	40.15	8.32	0.21	98.48	42.06	0.93	29.91	
23		1.57	2.33	44.30	0.58	42.11	7.43	0.18	98.50	37.95	0.93	31.17	
24		1.08	1.68	48.42	0.63	40.56	6.18	0.12	98.66	32.35	0.95	26.68	
25		1.48	2.18	44.53	0.32	38.06	8.62	0.19	95.38	44.77	0.93	29.73	
29		1.10	3.15	45.77	0.38	37.90	7.33	0.15	95.80	38.59	0.91	26.38	
30		1.06	2.60	46.01	0.39	38.60	6.96	0.14	95.78	36.88	0.92	26.90	
31		1.79	2.25	43.66	0.33	38.64	8.64	0.19	95.49	44.44	0.93	30.36	
32		И52-12	1.58	0.80	26.03	1.60	63.28	1.63	0.09	95.02	9.25	0.96	57.47
33			0.46	4.31	56.62	0.30	26.05	9.70	0.11	97.55	49.97	0.90	12.79
34	0.57		1.51	50.13	1.81	39.86	3.32	0.06	97.27	18.97	0.96	22.74	
35	0.41		4.08	58.22	0.42	25.14	9.32	0.14	97.72	48.41	0.91	10.90	
36	0.43		4.02	54.32	0.76	29.72	9.70	0.12	99.08	49.94	0.90	17.85	
37	0.65		4.99	55.69	0.51	26.47	8.93	0.11	97.36	46.28	0.88	11.80	
38	0.39		3.10	51.00	1.48	34.65	4.79	0.08	95.48	27.23	0.92	18.36	
39	0.39		3.08	50.87	1.50	34.60	4.74	0.08	95.26	27.07	0.92	18.39	
40	0.40		2.67	53.04	1.00	35.15	4.74	0.08	97.07	26.18	0.93	17.37	
41	0.51		4.77	59.22	0.32	21.96	11.44	0.15	98.35	57.71	0.89	10.06	
42	И58-12	0.66	5.72	52.73	0.25	26.63	12.59	0.14	98.73	61.98	0.86	18.17	
43		0.66	5.80	52.75	0.26	26.85	12.49	0.16	98.97	61.42	0.86	18.14	
44		0.66	5.78	52.55	0.25	26.85	12.58	0.14	98.82	61.86	0.86	18.38	
45		0.70	6.64	52.76	0.27	26.26	12.38	0.13	99.15	60.55	0.84	16.71	
46		0.71	6.64	52.21	0.26	26.64	12.28	0.13	98.88	60.21	0.84	17.17	
47		0.71	6.61	52.48	0.28	27.12	12.22	0.14	99.55	59.63	0.84	17.35	
48		0.69	6.36	51.90	0.27	27.62	11.77	0.14	98.78	58.10	0.85	17.71	
49		0.61	6.15	52.41	0.31	28.73	11.29	0.14	99.64	55.69	0.85	17.93	
50		0.58	5.88	50.55	0.28	28.17	10.60	0.13	96.21	54.27	0.85	17.92	
51		0.67	5.82	52.89	0.24	26.72	12.68	0.15	99.18	62.09	0.86	18.16	
52		0.66	5.47	52.46	0.21	23.60	14.14	0.15	96.70	70.14	0.87	18.34	

Примечание. Анализы: 1—12 — электронно-сканирующая микроскопия с ЭДС системой микроанализа (Н.С. Карманов, ИГМ СО РАН), 13—52 — электронно-зондовый микроанализ (В.Н. Королюк, Е.Н. Нигматуллина, О.С. Хмельникова, ИГМ СО РАН). Рассчитанные индексы: Mg# = MgO/40.31/(MgO/40.31 + FeO/71.85), Cr# = Cr₂O₃/151.91/(Cr₂O₃/151.91 + Al₂O₃/101.96), Fe# = Fe₂O₃/159.66/(Fe₂O₃/159.66 + Cr₂O₃/151.91 + Al₂O₃/101.96).

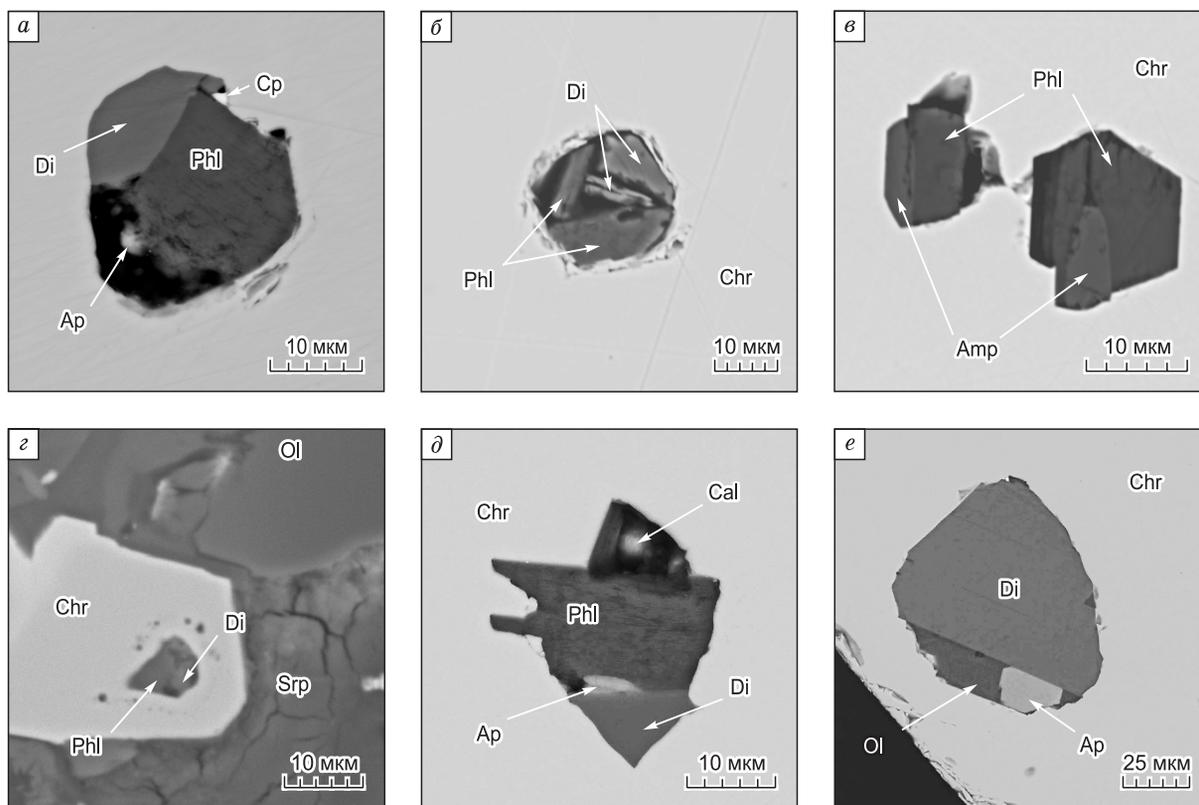


Рис. 4. Раскристаллизованные включения:

в акцессорных хромшпинелидах из ультрамафитов Инаглинского массива (а—в), в микроквключениях хромита в оливине из лампроита Рябинового массива (з), во вкрапленных хромшпинелидах из лампроитов Рябинового массива (д, е). BSE-фото. Сокращения названий минералов приведены в соответствии с [Whitney, Bernard, 2010].

Клинопироксен во включениях в хромитах Инаглинского массива соответствует по составу диопсиду. Он характеризуется высоким содержанием MgO (17—19 мас. %) и низкими содержаниями $TiO_2 = 0.15—0.40$ мас. %, $Al_2O_3 = 0.4—1.2$ мас. % и $Na_2O = 0.4—1.0$ мас. % (табл. 2). Однако абсолютные значения содержания MgO могут быть завышены в связи с потерей расплавом Fe в равновесии с хромитом [Kamenetsky et al., 2002], поэтому далее для клинопироксена и флогопита в качестве критерия фракционирования используется содержание TiO_2 . Содержание Cr_2O_3 соответствует хромдиопсиду (см. табл. 2), однако нельзя исключать захват хрома из вмещающего хромита в ходе анализа. Отмечается отчетливая положительная корреляция TiO_2 и Al_2O_3 (рис. 5, б).

Флогопит из включений в хромите Инаглинского массива характеризуется высокой магниальностью ($MgO = 25—28$ мас. %, $Mg\# = 94—97$). Содержание TiO_2 составляет 0.4—1.5 мас. %, $Al_2O_3 = 13—15$ мас. % и Na_2O от 0.3 до 2.5 мас. % (табл. 3). Отмечается отрицательная корреляция содержания TiO_2 с магниальностью (см. рис. 5, з). В паре $Na_2O—TiO_2$ выделяется тренд прямой корреляции Na_2O с TiO_2 . В то же время наблюдается последовательность, характеризующаяся резким ростом Na_2O практически вне зависимости от содержания TiO_2 (см. рис. 5, е). Флогопит включений в хромитах из верлитов отличается по составу от флогопита в магнезиохромитах из дунитов и характеризуется пониженными содержаниями TiO_2 (0.4—0.6 мас. %) при высоких значениях Na_2O (2.0—2.5 мас. %) (см. рис. 5, е; табл. 3).

Включения в хромшпинелидах из лампроитов Рябинового массива по форме, размеру и набору кристаллических фаз аналогичны включениям в хромшпинелидах из ультрамафитов Инаглинского массива. Главными фазами в них также являются флогопит и диопсид. Встречаются включения с оливином, апатитом, сульфидами и в единичных случаях карбонатными фазами (см. рис. 4, з—е). При этом доля диопсида и апатита во включениях в хромшпинелидах из лампроитов Рябинового массива несколько выше, чем во включениях в хромшпинелидах из ультрамафитов Инаглинского массива. Несмотря на то, что размер фаз во включениях в микрокристах хромита, в свою очередь, образующих включения в фенокристах оливина лампроитов, оказался мал для микрозондового анализа, электронная микроскопия показала идентичность фазового состава включений в этих микрокристах и вкрапленных магнезиохромита (см. рис. 4, з).

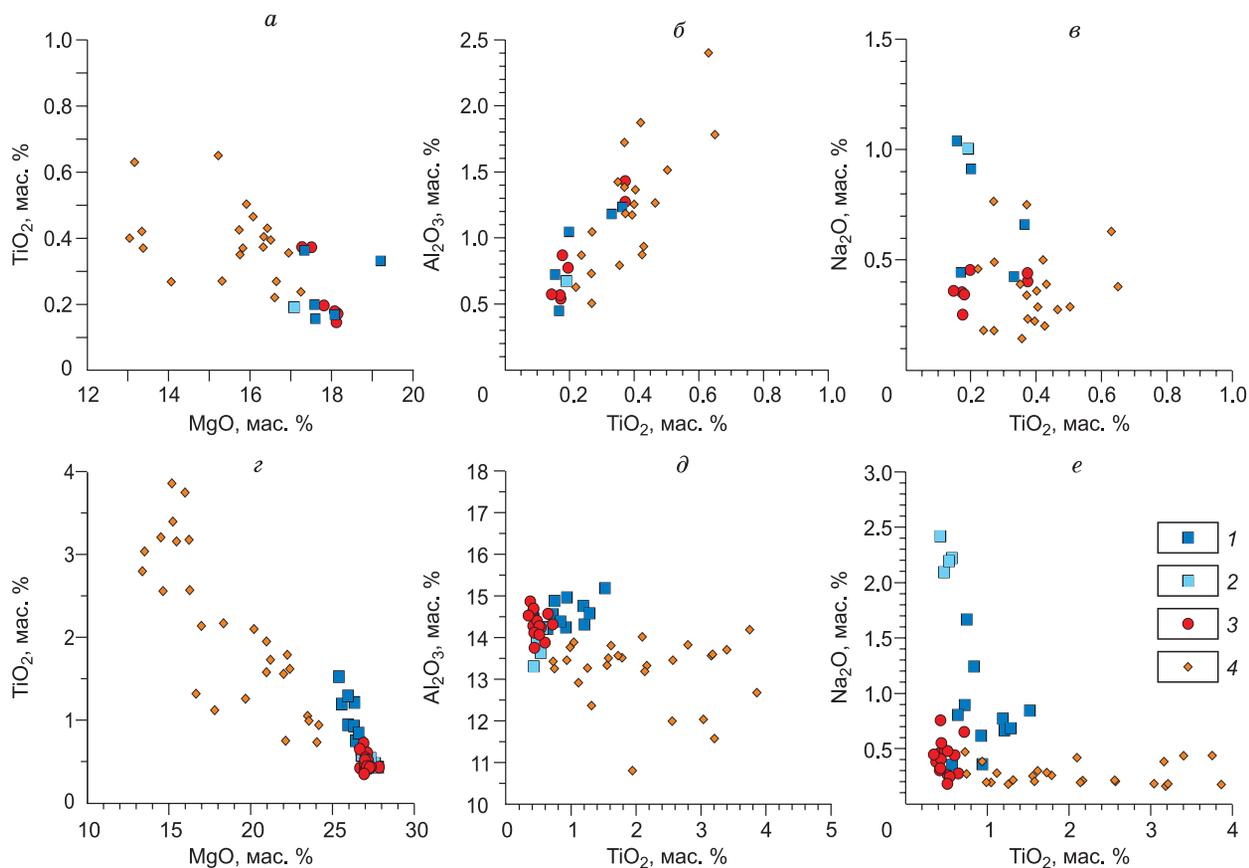


Рис. 5. Вариационные диаграммы составов фаз клинопироксена (а—в) и флогопита (z—e) из включений в хромшпинелидах:

из дунитов (1) и верлитов (2) Инаглинского массива, лампроитов Рябинового массива (3); приведены авторские данные по составу фенокристов и микролитов клинопироксена и флогопита из лампроитов Рябинового массива (4).

Для фаз диопсида из включений в хромшпинелидах из лампроитов Рябинового массива установлена более высокая магнизиальность ($MgO = 17\text{—}18$ мас. %) и низкое содержание титана по сравнению с фенокристами клинопироксена из лампроитов. Можно выделить две популяции диопсида. Для большинства проанализированных фаз составы характеризовались содержаниями $TiO_2 = 0.15\text{—}0.20$ мас. %, $Al_2O_3 = 0.5\text{—}0.9$ мас. %, в то время как несколько фаз диопсида имели повышенные значения TiO_2 и Al_2O_3 (0.4 и 1.2—1.4 мас. % соответственно) (см. рис. 5, а—в; табл. 2). В координатах $MgO\text{—}TiO_2$ и $TiO_2\text{—}Al_2O_3$ составы фаз диопсида из включений образуют единые эволюционные тренды с составами диопсида силикатной матрицы (здесь и далее приводятся авторские данные по составу микролитов и вкрапленников флогопита и диопсида из лампроитов Рябинового массива), что доказывает первично-магматическую природу раскристаллизованных включений (см. рис. 5, а—в). Корреляции в паре $Na_2O\text{—}TiO_2$ для диопсидов из включений не выявлено, однако их составы в этих координатах также попадают в область составов диопсида силикатной матрицы лампроитов.

Составы флогопита включений в магнезиохромитах характеризуются наиболее высокой магнизиальностью ($MgO = 26\text{—}28$ мас. %, $Mg\# = 95\text{—}97$) и низким содержанием TiO_2 (0.3—0.8 мас. %) относительно состава вкрапленников флогопита в образцах лампроитов, однако в координатах $MgO\text{—}TiO_2$ они отчетливо попадают в общий эволюционный тренд для фенокристов флогопита (см. рис. 5, z—e). Характеризуясь содержанием Al_2O_3 от 12 до 15 мас. % и $Na_2O = 0.1\text{—}0.8$ мас. %, составы флогопита из включений в магнезиохромитах лампроитов Рябинового массива образуют компактные области в координатах $TiO_2\text{—}Al_2O_3$ и $TiO_2\text{—}Na_2O$ (см. рис. 5, д, е). При этом их глиноземистость несколько повышена относительно наиболее близких по составу фенокристов флогопита, а в координатах $TiO_2\text{—}Na_2O$ их составы ложатся в начало тренда, установленного для фенокристов флогопита из лампроитов и характеризующего отсутствие роста содержания Na_2O в ходе эволюции магмы (см. рис. 5, е).

Таблица 2. Составы клинопироксена из раскристаллизованных включений в хромшпинелидах из дунитов (1—5) и верлитов (6) Инаглинского массива, лампронитов Рябинового массива (7—13) (мас. %)

Номер анализа	Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Сумма	Mg#
1	И67	55.02	0.16	0.71	2.46	2.31	0.03	17.52	22.77	1.03	102.00	93.12
2		55.30	0.17	0.44	1.05	1.69	0.06	18.11	23.98	0.45	101.24	95.03
3		54.28	0.20	1.03	2.32	2.47	0.05	17.45	22.71	0.91	101.42	92.64
4		54.11	0.36	1.23	2.02	2.26	0.04	17.27	23.64	0.66	101.59	93.16
5		47.31	0.31	1.09	9.73	4.98	0.11	17.76	20.45	0.39	102.14	86.39
6	И73-12	54.86	0.19	0.67	1.70	2.79	0.05	17.03	23.18	1.00	101.46	91.59
7	И58-12	54.09	0.17	0.53	1.41	1.22	0.01	17.98	24.94	0.25	100.59	96.34
8		54.29	0.17	0.56	1.21	1.33	0.03	18.03	24.57	0.35	100.54	96.03
9		54.17	0.19	0.76	1.52	1.44	0.04	17.61	24.23	0.45	100.40	95.62
10		52.20	0.37	1.24	1.25	1.71	0.02	16.92	25.04	0.40	99.15	94.62
11		53.33	0.37	1.41	1.54	1.77	0.03	17.34	24.36	0.44	100.58	94.58
12		54.92	0.18	0.87	1.41	1.38	0.01	18.15	24.35	0.35	101.61	95.91
13		54.64	0.15	0.57	1.39	1.21	0.04	18.09	24.75	0.36	101.18	96.39

Примечание. Электронно-зондовый микроанализ — аналитик В.Н. Королук. Рассчитанный индекс Mg# = MgO/40.31/(MgO/40.31+FeO/71.85). Систематическое завышение сумм обусловлено захватом Cr₂O₃ из вмещающего хромита во время анализа.

Таблица 3. Представительные составы флогопита из раскристаллизованных включений в хромшпинелидах из дунитов (1—8) и верлитов (9—12) Инаглинского массива, лампронитов Рябинового массива (13—22) (мас. %)

Номер анализа	Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	F	Сумма	Mg#
1	И67	41.06	0.74	14.75	2.10	1.92	0.01	27.01	0.91	8.98	0.44	97.91	96.17
2		41.30	0.65	14.40	1.81	1.93	0.02	27.12	0.82	9.14	0.50	97.69	96.16
3		41.52	1.23	14.54	1.63	1.81	0.03	26.75	0.68	9.32	0.27	97.76	96.35
4		40.34	1.19	14.72	2.02	2.30	0.03	25.51	0.77	9.30	0.19	96.36	95.18
5		39.86	0.57	14.08	1.87	1.95	0.02	26.46	0.35	9.72	0.46	95.33	96.02
6		40.49	0.93	14.29	1.88	2.17	0.04	26.40	0.62	9.61	0.31	96.74	95.59
7		39.91	0.74	14.65	2.13	2.15	0.00	26.01	1.64	8.02	0.08	95.33	95.56
8		40.55	1.30	14.63	1.96	2.13	0.01	26.05	0.69	9.39	0.18	96.88	95.61
9	И73-12	42.70	0.44	13.57	1.50	2.13	0.01	28.35	2.47	6.84	0.18	98.18	95.96
10		41.14	0.57	14.21	2.06	2.53	0.03	26.80	2.22	7.11	0.09	96.75	94.97
11		42.18	0.48	13.92	1.61	2.06	0.03	27.65	2.10	6.05	0.47	96.55	95.98
12		41.51	0.54	13.68	1.61	2.28	0.03	27.42	2.20	7.26	0.17	96.69	95.54
13	И58-12	40.87	0.44	14.83	2.16	1.40	0.01	28.39	0.77	8.64	0.19	97.71	97.30
14		41.60	0.53	14.48	2.00	1.35	0.00	27.56	0.27	9.84	0.44	98.07	97.32
15		40.85	0.42	14.20	1.94	1.33	0.02	26.52	0.30	9.84	0.52	95.95	97.26
16		40.91	0.60	13.84	1.73	1.33	0.01	27.06	0.44	9.75	0.42	96.09	97.31
17		40.29	0.65	14.53	1.98	1.61	0.01	26.60	0.28	9.87	0.41	96.21	96.72
18		40.11	0.48	14.24	2.19	1.41	0.02	26.66	0.48	9.48	0.42	95.49	97.11
19		41.23	0.52	14.36	1.89	1.12	0.00	27.33	0.18	9.89	0.47	96.99	97.75
20		41.20	0.44	14.19	1.73	1.23	0.01	27.50	0.41	9.71	0.48	96.90	97.56
22		40.61	0.35	14.48	2.12	1.20	0.01	26.85	0.45	9.82	0.48	96.35	97.55

Примечание. Электронно-зондовый микроанализ, аналитик В.Н. Королук. Рассчитанный индекс Mg# = MgO/40.31/(MgO/40.31 + FeO/71.85).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Вкрапленники хромшпинелидов в лампроитах Рябинового массива, как правило, замещаются хроммагнетитом, и количество незамещенных вкрапленников магнезиохромита в лампроитах невелико. Это единичные относительно крупные (>100 мкм) зерна, которые в шлифах обнаруживаются крайне редко и окружены гипидиоморфным флогопит-пироксеновым агрегатом. Сопоставление состава фаз диопсида и флогопита из первичных раскристаллизованных расплавных включений в этих вкрапленниках с составами аналогичных минералов-фенокристов из изученных лампроитов обнаруживает сходство и единые последовательности их изменения как по главным элементам (Mg, Al), так и по элементам-примесям (Ti, Na) (см. рис. 5), что позволяет рассматривать их как ранний этап кристаллизации лампроитовой магмы.

Хромшпинелиды из ультрамафитов ядра Инаглинского массива и лампроитов Рябинового массива характеризуются высокой Cr#, образуют единый тренд эволюции от магнезиохромита к хромиту со значительным падением содержания Al_2O_3 к более поздним миналам, что приводит к повышению Cr# даже при общем снижении содержания Cr_2O_3 (см. рис. 3, а, в). Тренды в координатах $FeO_{общ.}-Cr_2O_3$, полученные для хромшпинелидов пород изученных объектов, также совпадают друг с другом и отвечают трендам, определенным для хромшпинелидов Кондерского и Нижнетагильского массивов [Симонов и др., 2011] (см. рис. 3, б, г). Содержание Cr_2O_3 в хромшпинелидах-включениях в оливине лампроитов Рябинового массива систематически повышено относительно хромшпинелидов-вкрапленников в лампроитах и хромшпинелидов из ультрамафитов Инаглинского массива (см. рис. 3, г). Это может указывать на более восстановленные условия их кристаллизации. Интересным является поведение TiO_2 в хромшпинелидах изученных пород. Хромшпинелиды пород Инаглинского массива обнаруживают тренд обогащения TiO_2 в ходе кристаллизации, со слабым ростом TiO_2 на ранних этапах (дуниты) и резким — на более поздних (верлиты). В парах $Mg\#-TiO_2$ и $Al_2O_3-TiO_2$ составы наиболее магнезиальных и глиноземистых хромшпинелидов из лампроитов Рябинового массива отвечают хромшпинелидам из дунитов Инаглинского массива. При этом далее при снижении $Mg\#$ и Al_2O_3 содержание TiO_2 в хромшпинелидах из лампроитов Рябинового массива, напротив, сначала снижается, но при переходе к хромистому магнетиту — резко растет, приближаясь к «высокотитанистым» хромшпинелидам верлитов Инаглинского массива (см. рис. 3, б, в). В то же время, по данным В.А. Симонова с соавторами [2011], хромшпинелиды из слабосерпентинизированных дунитов Инаглинского массива также характеризуются снижением содержания TiO_2 в ходе эволюции от более магнезиальных к менее магнезиальным, при этом, по нашим данным, их составы и тренд изменения близки к установленному тренду снижения TiO_2 в магнезиохромитах Рябинового массива (см. рис. 3, б, в). Таким образом, устанавливается идентичность составов наиболее магнезиальных хромшпинелидов дунитов Инаглинского массива и лампроитов массива Рябинов, а также близость трендов изменения составов хромшпинелидов из пород рассматриваемых объектов по макрокомпонентам. Учитывая данные В.А. Симонова, резкий рост TiO_2 , обнаруженный в некоторых образцах дунитов и верлитов Инаглинского массива, возможно, обусловлен позднемагматическими и метасоматическими процессами, однако в рамках проведенной работы вопрос «расхождения» трендов эволюции хромшпинелидов по TiO_2 остается открытым.

Фазовые составы раскристаллизованных расплавных включений в хромшпинелидах лампроитов Рябинового массива и ультрамафитов Инаглинского массива практически идентичны: и в тех, и в других главными минералами являются флогопит и диопсид с преобладанием флогопита, реже встречаются оливин, апатит, среди рудных минералов встречены халькопирит, пирротин и пентландит (см. рис. 4). Высокое содержание флогопита во включениях указывает на высококалиевую специализацию магмы, ответственной за формирование ультрамафитов ядра Инаглинского массива, что подтверждается исследованиями закалочных стекол расплавных включений [Симонов и др., 2011].

Флогопит и клинопироксен из включений в хромшпинелидах по большинству проанализированных компонентов характеризуются близкими составами и схожими их трендами для ультрамафитов Инаглинского и лампроитов Рябинового массивов. Однако для Инаглинского массива отмечается отчетливо широкий разброс и повышенное содержание Na_2O как в флогопитах, так и в клинопироксенах включений из хромшпинелидов ультрамафитов по сравнению с включениями в хромшпинелидах лампроитов Рябинового массива (см. рис. 5). При этом наиболее натровые составы установлены для фаз из включений в хромитах верлитов. Состав флогопита включений в хромитах верлитов Инаглинского массива характеризуется пониженным содержанием TiO_2 , что контрастирует с повышенной титанистостью самих минералов-хозяев.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования подтверждают магматическую природу дунитов Инаглинского массива. Сходство составов хромшпинелидов, фазового и химического составов фаз раскристаллизованных

включений в хромшпинелидах из ультрамафитов Инаглинского массива с интрателлурическими вкрапленниками хромшпинелидов из оливиновых лампроитов Рябинового массива свидетельствует о близости составов родоначальных магм и условий их фракционирования. Это позволяет рассматривать ультрамафиты Инаглинского массива в качестве ранних оливин-хромитовых кумулятов низкотитанистой лампроитовой магмы, близкой по составу к оливиновым лампроитам Рябинового массива. Эти данные подтверждают вывод авторов работ [Mues-Schumacher et al., 1995a,b] о том, что дуниты Инаглинского массива являются ранними кумулятами низкотитанистых лампроитов, аналогичных Якокутскому массиву (Центральный Алдан).

Исследование выполнено при поддержке гранта Российского научного фонда (проект №15-17-20036).

ЛИТЕРАТУРА

Бетгер О.В., Гончаренко А.И. Петроструктурные особенности и условия формирования ультрамафитов Инаглинского массива (Алданский щит) // Палеогеодинамика и формирование продуктивных зон Южной Сибири. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1991, с. 106—129.

Богомолов М.А. Некоторые особенности петрологии массивов центрального типа с дунитовым ядром на Алданском щите // Метасоматоз и другие вопросы физико-химической петрологии. М., Наука, 1967, с. 312—363.

Владыкин Н.В. Геохимия и генезис лампроитов Алданского щита // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (1), с. 123—135.

Гурович В.Г., Землянухин В.Н., Емельяненко Е.П., Каретников А.С., Квасов А.И., Лазаренков В.Г., Малич К.Н., Мочалов А.Г., Приходько В.С., Степашко А.А. Геология, петрология и рудоносность Кондерского массива. М., Наука, 1994, 176 с.

Ибрагимова Е.К., Радьков А.В., Молчанов А.В., Шатова Н.В., Шатов В.В., Лепехина Е.Н., Антонов А.В., Толмачева Е.В., Соловьев О.Л., Терехов А.В., Хорохорина Е.И. Результаты U-Pb (SHRIMP) датирования цирконов из дунитов Инаглинского массива (Алданский щит) и проблема происхождения концентрически-зональных магматических комплексов // Региональная геология и металлогения, 2015, № 62, с. 64—78.

Корчагин А.М. Инаглинский плутон и его полезные ископаемые. М., Недра, 1996, 156 с.

Лазаренков В.Г., Ланда Э.А. Свидетельства протрузии Кондерского массива и проблемы мантийного диапиризма // Изв. РАН. Сер. геол., 1992, № 6, с. 102—113.

Леснов Ф.П. Степень частичного плавления мантийного протолита при формировании дунитов из Инаглинского и Кондерского платиноносных щелочно-ультрамафитовых массивов (Алданский щит) // Металлогения древних и современных океанов — 2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс, ИМин УрО РАН, 2009, с. 151—153.

Максимов Е.П., Уютов В.И., Никитин В.М. Центрально-Алданская золото-ураново-рудная магматогенная система (Алдано-Становой щит, Россия) // Тихоокеанская геология, 2010, т. 29, № 2, с. 6.

Малич К.Н. Платиноиды клинопироксенит-дунитовых массивов Восточной Сибири (геохимия, минералогия, генезис), СПб., Изд-во СПб. картографической фабрики ВСЕГЕИ, 1999, 296 с.

Некрасов И.Я., Ленников А.М., Октябрьский Р.А., Залищак Б.Л., Сапин В.И. Петрология и платиноносность кольцевых щелочно-ультраосновных комплексов. М., Наука, 1994, 381 с.

Николенко Е.И., Логвинова А.М., Изох А.Э., Афанасьев В.П., Олейников О.Б., Биллер А.Я. Ассоциация хромшпинелидов из верхнетриасовых гравелитов северо-востока Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2018, т. 59 (10), с. 1680—1700.

Округин А.В. Кристаллизационно-ликвационная модель формирования платиноидно-хромититовых руд в мафит-ультрамафитовых комплексах // Тихоокеанская геология, 2004, т. 23, № 2, с. 63—75.

Октябрьский Р.А., Ленников А.М., Шнай Г.К., Залищак Б.Л., Москаленко Е.Ю., Рахматуллин А.А., Щека Г.Г., Щека С.С. Хромшпинелиды платиноносного Инаглинского щелочно-ультраосновного массива (север Центральной части Алданского щита) // Рудные месторождения континентальных окраин. Ч. 2. 2001, № 2, с. 233—257.

Пушкарев Е.В., Аникина Е.В., Гарути Дж., Заккарини Ф. Хром-платиновое оруденение нижнетагильского типа на Урале: структурно-вещественная характеристика и проблема генезиса // Литосфера, 2007, № 3, с. 28—65.

Разин Л.В. Платиноносность массивов ультраосновных и щелочных пород Инаглинского типа // Тектоника и закономерности размещения полезных ископаемых Якутии, 1984, с. 41—45.

Симонов В.А., Приходько В.С., Ковязин С.В., Тарнавский А.В. Условия формирования Кондерского платиноносного ультраосновного массива (Алданский щит) // ДАН, 2010, т. 434, № 1, с. 108—111.

Симонов В.А., Приходько В.С., Ковязин С.В. Условия формирования платиноносных ультраосновных массивов юго-востока Сибирской платформы // *Петрология*, 2011, т. 19, № 6, с. 579—598.

Симонов В.А., Пучков В.Н., Приходько В.С., Ступаков С.И., Котляров А.В. Условия кристаллизации дунитов Нижнетагильского платиноносного ультраосновного массива (Урал) // *ДАН*, 2013, т. 449, № 6, с. 692—695.

Симонов В.А., Васильев Ю.Р., Ступаков С.И., Котляров А.В., Карманов Н.С. Физико-химические параметры кристаллизации дунитов Гулинского ультраосновного массива (Маймеча-Котуйская провинция) // *ДАН*, 2015, т. 464, № 3, с. 341—345.

Соболев А.В., Никогосян И.К. Петрология магматизма долгоживущих мантийных струй: Гавайские острова (Тихий океан) и о. Реюньон (Индийский океан) // *Петрология*, 1994, т. 2, № 2, с. 131—168.

Чайка И.Ф., Изох А.Э., Соболев А.В., Батанова В.Г., Лобастов Б.М. Эволюция низко-Тi лампроитовой серии Рябинового массива (Алданский щит) и связанная с ней карбонатит-гидротермальная минерализация // *Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 9. Материалы IX Всероссийской конференции с международным участием. Томск, Изд-во Том. ЦНТИ, 2017, с. 475.*

Чернышов А.И., Гончаренко А.И., Гертнер И.Ф., Бетхер О.В. Петроструктурная эволюция ультрамафитов. Томск, Изд-во Том. ун-та, 1997, 160 с.

Шарыгин В.В. Калиевые щелочные покровы массива Рябиновый (Центральный Алдан) // *Геология и геофизика*, 1993, т. 34 (4), с. 60—70.

Шатов В.В., Молчанов А.В., Шатова Н.В., Сергеев С.А., Белова В.Н., Терехов А.В., Радков А.В., Соловьев О.Л. Петрография, геохимия и изотопное (U-Pb и Rb-Sr) датирование щелочных магматических пород Рябинового массива (Южная Якутия) // *Региональная геология и металлогения*, 2012, т. 50, с. 62.

Шнай Г.К. Гетерогенность дунитов в ультраосновных–щелочных массивах (на примере Инаглинского массива) // *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1980, № 4, с. 23—25.

Augé T., Genna A., Legendre O. Primary platinum mineralization in the Nizhny Tagil and Kachkanar ultramafic complexes, Urals, Russia: a genetic model for PGE concentration in chromite-rich zones // *Econ. Geol.*, 2005, № 100, p. 707—732.

Burg J.P., Bodinier J.L., Bedini R.M., Gerya T., Bedini R.M., Boudier F., Dautria J.-M., Prikhodko V., Efimov A., Pupier E., Balanec J.-L. Translithospheric mantle diapirism: geological evidence and numerical modelling of the Kondyor zoned ultramafic complex (Russian Far-East) // *J. Petrol.*, 2009, v. 50, № 2, p. 289—321.

Kamenetsky V.S., Sobolev A.V., Eggins S.M., Crawford A.J., Arculus R.J. Olivine-enriched melt inclusions in chromites from low-Ca boninites, Cape Vogel, Papua New Guinea: evidence for ultramafic primary magma, refractory mantle source and enriched components // *Chem. Geol.*, 2002, № 183, p. 287—303.

Khomich V.G., Boriskina N.G., Santosh M. Geodynamics of late Mesozoic PGE, Au and U mineralization in the Aldan shield, North Asian Craton // *Ore Geol. Rev.*, 2015, v. 68, p. 30—42.

Mues-Schumacher U., Keller J., Kononova V.A., Suddaby P.J. Mineral chemistry and geochronology of the potassic alkaline ultramafic Inagli complex, Aldan Shield, eastern Siberia // *Miner. Mag.*, 1995a, v. 60, p. 711—730.

Mues-Schumacher U., Keller J., Kononova V.A., Suddaby P.J. Petrology and age determinations of the ultramafic (lamproitic) rocks from the Yakokut complex, Aldan shield, Eastern Siberia // *Miner. Mag.*, 1995b, v. 59, p. 409—428.

Whitney D.L., Bernard W.E. Abbreviations for names of rock-forming minerals // *Am. Miner.*, 2010, v. 95, p. 185—187.

*Рекомендована к печати 25 апреля 2018 г.
В.С. Щацкий*

*Поступила в редакцию 27 января 2017 г.,
после доработки — 12 февраля 2018 г.*