

Хромшпинелиды флюидо-эксплозивных даек Среднего Тимана

Голубева И.И.¹, Мокрушин А.В.², Филиппов В.Н.¹, Бурцев И.Н.¹

¹ *Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН*

² *Геологический институт КНЦ РАН*

Аннотация. Проведены исследования хромшпинелидов в флюидо-эксплозивных породах дайкового комплекса Среднего Тимана, представленные в виде обломков кристаллов в массе породы и в виде сохранившихся цельных кристаллов в пироксенитовых ксенолитах. В обоих случаях хромшпинелид представлен среднехромистой разновидностью, но различается по морфологическим особенностям зональности. В обломочном ксенолитовом хромшпинелиде внешние зоны представляют собой пористые каемки, обогащенные Cr и обедненные Al. В кристаллах хромшпинелидов из пироксенитовых ксенолитов проявлена зональность с нечеткими границами, при этом внешние части зерен, наоборот, обогащены Al и обеднены Cr по сравнению с внешними зонами.

Ключевые слова: хромшпинелиды, зональность, дайки, флюидо-эксплозивные фемические породы, Средний Тиман.

Chromespinelides of fluid-explosive dykes of the Middle Timan

Golubeva I.I.¹, Mokrushin A.V.², Philippov V.N.¹, Burtsev I.N.¹

¹ *IG FRC Komi SC UB RAS*

² *Geological Institute FRC RAS*

Abstract. Chromespinelides in fluid-explosive rocks of the Middle Timan dyke complex, which occur as crystal fragments in the rock mass and as remained whole crystals in pyroxenite xenoliths, were studied. In either case, chromespinelide is presented by a medium-chrome variety, yet, has different special features of the morphological zoning. In the fragmental xenolith chromespinelide, fringe areas occur as a porous hem enriched in Cr and depleted in Al. In chromespinelide crystals from pyroxenite xenoliths, there is a zoning with indistinct margins, therewith, outer parts of the grains, on the contrary, are enriched in Al and depleted in Cr in comparison with outer areas.

Key words: chromespinelides, zoning, dykes, fluid-explosive femic rocks, Middle Timan.

Введение

Хромшпинелиды являются минералами-индикаторами магматических пород, так как химический состав этих минералов зависит от термодинамических условий эволюции магматической системы. Изучение химических особенностей хромшпинелидов в ряде случаев дает возможность интерпретирования длительного и многофазного становления горной породы. На Среднем Тимане в пределах юго-восточной части Четласского поднятия развиты своеобразные дайковые щелочные флюидо-эксплозивные фемические породы парагенетически связанные с карбонатитовым магматизмом (Голубева, Бурцев, 2015; Голубева и др., 2019). В легендах государственных геологических карт дайковый комплекс эксплозивных пород трактуется как четласский комплекс щелочных пикритов (Государственная..., 2015). В породах отмечаются ксенолиты мантийных и вмещающих пород, погруженные в матрикс с варьирующим количеством минералов магматогенного и метасоматического генезиса. Флюидо-эксплозивные породы приурочены к серии разрывов трещинного типа северо-восточного простирания и расположены в области распространения терригенно-карбонатных пород четласской и быстринской серий верхнего протерозоя (рис. 1). Становление этого комплекса связано с байкальским тектоно-магматическим циклом и имеет возраст 590-598 млн. лет (Костюхин, Степаненко, 1987; Удоратина, Травин, 2014). Мощность даек варьирует от десятков сантиметров до десятков метров в раздувах, протяженность достигает 3 км. Отмечаются многочисленные апофизы и прожилки во вмещающих породах, образующие сложные штокверковые тела. По геофизическим данным, неглубокими скважинами и наземными горными работами, были выявлены около тысяч даек, расположенных на площади около 1000 км².

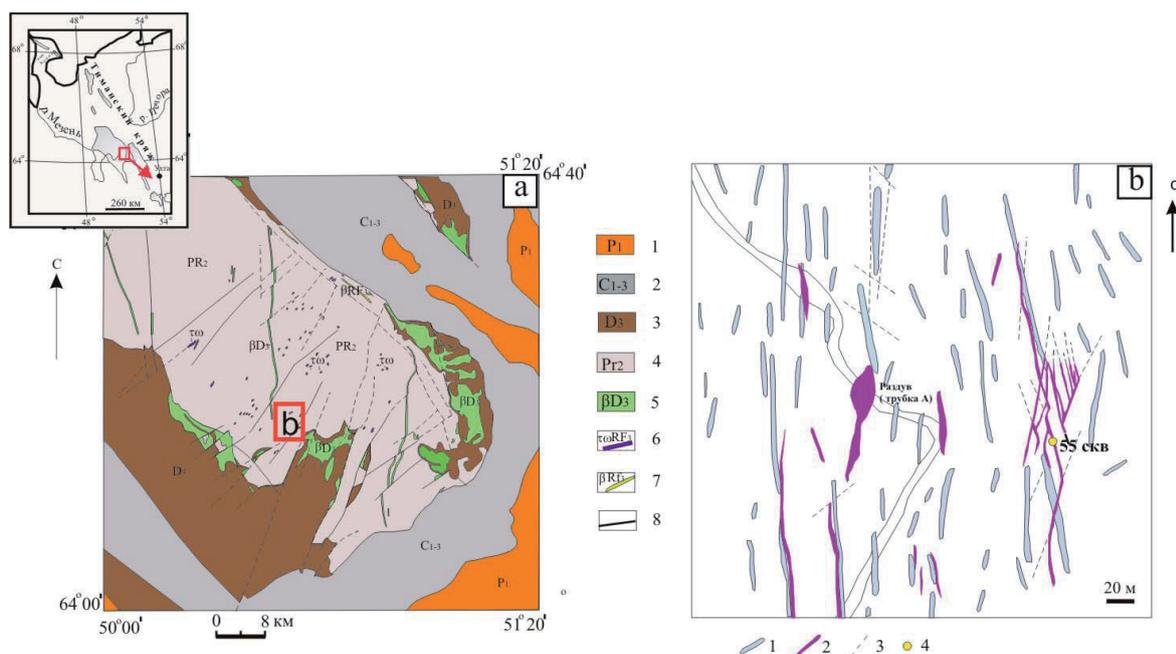


Рис. 1. Схема размещения даек на карте района.

а – фрагмент государственной геологической карты, масштаб 1:200 000, (В.М. Пачуковский и др. 1985 г).

1 – алевролиты, аргиллиты, доломитизированные известняки; 2 – известняки, доломитизированные известняки; 3 – песчаники, алевролиты, аргиллиты; 4 – кварцито-песчаники, алевролиты, сланцы; 5 – базальты, долериты; 6 – флюидо-эксплозивные дайки; 7 – метадолериты; 8 – разломы.

б – Геологическая схема размещения флюидо-эксплозивных даек (И.П. Черная. 1983 г).

1 – дайковые тела, выявленные дешифрованием магнитного поля; 2 – флюидо-эксплозивные дайки, заверенные горными работами и детальными геофизическими методами; 3 – тектонические нарушения, предполагаемые по геофизическим данным; 4 – скважина 55.

Fig. 1. Schematic map of the dyke location on the district map.

а – fragment of the state geological map, 1:200 000 scale, (V.M. Pachukovsky et al., 1985). 1 – siltstones, argillites, dolomitized limestones; 2 – limestones, dolomitized limestones; 3 – sandstones, siltstones, argillites; 4 – quartz-sandstones, siltstones, schists; 5 – basalts, dolerites; 6 – fluid-explosive dykes; 7 – metadolerites; 8 – faults.

б – Schematic geological map of the location of fluid-explosive dykes (I.P. Chernaya, 1983). 1 – dyke bodies identified by decrypting the magnetic field; 2 – fluid-explosive dykes attested by the mining works and detailed geophysical methods; 3 – tectonic disturbances suggested after the geophysical data; 4 – borehole 55.

Фактический материал и методы исследования

Для изучения хромшпинелидов в наше распоряжение был предоставлен керн скважины № 55 глубиной 173 м, пробуренной в поле пересекающихся дайковых тел флюидо-эксплозивных пород мощностью около 5 м, расположенных в долине р. Косью (рис. 1 б). Состав хромшпинелидов определялся методом микрозондового анализа на сканирующем электронном микроскопе JSM-6400 JEOL. Для характеристики температурного режима образования минералов применялись дупироксеновый (Mori, Green, 1978) и оливин-шпинелевый (Fabries, 1979) геотермометры.

Особенности вещественного состава флюидо-эксплозивных пород

Дайковые породы черного цвета имеют порфирокластовую и порфиробластовую структуры. На макроуровне хорошо различаются обломки оливина, пироксена и порфиробласты флогопита (размером до 1.5-3.0 см). Максимальное количество обломков оливина составляет 5 %, пироксена – 10 %, хромшпинелида < 1 %. Ксенолиты пироксенитов редки, их размеры колеблются от 0.1 до 10 см. Матрице сложен амфиболом (0-50 %), пироксеном (0-70 %), флогопитом (5-70 %). В ма-

триксе присутствуют кальцит, хлорит, апатит, альбит, барит, эпидот, магнетит. Обломочный оливин полностью замещен серпентином или тальком. Пироксен, как в виде обломков, так и в составе связующей массы, представлен диопсидом (Довжиков и др., 1985; Макеев и др., 2008). Амфибол матрикса представлен паргаситом и амфиболом тремолит-актинолитового ряда (Довжикова, Бакулина, 2018; Макеев и др., 2008). В метасоматических жилках кальцит-альбитового состава развиваются редкометалльно-редкоземельные минералы – монацит, анкилит, торианит, торит, алланит. В этих же участках диагностируются сульфиды: миллерит, пентландит, сфалерит, молибденит, халькопирит. В жильном кальците отмечается примесь SrO до 9.43 %. (Голубева и др., 2018). Порода содержит (масс. %): SiO₂ – 39.0-45.21; MgO – 11.4-18.6; TiO₂ – 0.95-1.7; Al₂O₃ – 7.35-12.5. Количество CaO (8.16-20.92 масс. %) резко варьирует за счет процессов карбонатизации. Количество суммы оксидов железа в среднем – 8.5 масс. %. Содержание щелочей высокое: Na₂O – 0.3-1.76 масс. % и K₂O – 2.04-4.11 масс. %.

Пироксенит из ксенолита сложен диопсидом, единичными зернами оливина и энстатита, в малых количествах присутствует флогопит. В составе пироксенита (масс. %): SiO₂ – 42.86; TiO₂ – 0.76; Al₂O₃ – 6.2; CaO – 9.2; MgO – 19.92; Na₂O – 0.41; K₂O – 0.45; сумма оксидов железа – 9.8. Состав породообразующих минералов пироксенита представлен в таблице 1. Интересно, что диопсид в виде пойкилитовых включений в хромшпинелиде по химическому составу практически не отличается от породообразующего.

Минералы в составе пироксенита практически не затронуты вторичными изменениями, в отличие от обломков этих же минералов, рассеянных в взрывной брекчии. Изучение химического состава породообразующих минералов позволило определить термодинамические условия образования мантийной породы, являющейся главным источником обломочного минерального материала в взрывных дайках. Температура равновесной кристаллизации диопсида и энстатита по двухпироксеновому термометру (Mori, Green, 1978) составила 954-1040 °C.

Обломочный хромшпинелид флюидо-взрывных даек

В ультрамафитовых флюидо-взрывных дайках хромшпинелиды встречаются в виде обломков округленной формы размером до 0.6 мм, реже как включения в оливине (рис. 2). Хромшпинелид представлен среднехромистой разновидностью, реже – пикотитом. В проходящем свете хромшпинелиды имеют красный или коньячный цвета (рис. 2 h), пикотит – зеленый цвет (рис. 2 i). Пикотит содержит (масс. %): Al₂O₃ – 49.91-61.15; Cr₂O₃ – 0.0-0.25; MgO – 16.67-19.59; FeO_{сумм} – 18.74-22.69; TiO₂ – 0.47-0.54. Пикотит замещается хлоритом, а затем магнетитом.

Состав обломочного хромшпинелида представлен в таблице 2. В таблице приведен состав зерен хромшпинелидов, показанных на рисунке 2 a-f, с указанием точек анализа. Согласно классификации Н.В. Павлова, хромшпинелиды относятся к хромпикотиту и субферриальнохрому (рис 3 a). На тройной диаграмме Al³⁺–Cr³⁺–Fe³⁺ нанесены все результаты анализа хромшпинелидов, выполненные в ходе данного исследования, а также из (Макеев и др., 2008).

Диаграмма Al³⁺–Cr³⁺–Fe³⁺ показывает для обеих разновидностей хромшпинелидов изоморфное замещение между хромом и алюминием, при постоянном количестве трехвалентного железа, что указывает на мантийный перидотит-пироксенитовый эволюционный тренд (Ваганов, 2000; Округин, 2005; Плаксенко, 1989). В нашем случае фигуративные точки образуют неполный Al³⁺–Cr³⁺ тренд, соответствующий хромшпинелидам из пироксенитов. Перидотит-пироксенитовый тренд прослеживается и на графике Cr/(Cr+Al) – Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg) (рис. 3 b) (Barnes, Roeder, 2001).

Наблюдается несколько типов зональности обломочных кристаллов хромшпинелидов. Часто зональность выражена в виде реакционной каймы со своеобразной «кружевной» пористой структурой и новообразованной магнетитовой каймы обрастания. Визуально реакционная кайма хорошо видна (рис. 3), как пористая «кружевная» структура с заливообразными краями, четко повторяющими первичные контуры обломка замещаемого минерала. В полостях каймы кристаллизуются минералы вмещающего матрикса. Реакционная кайма имеет разную ширину вплоть до полного замещения первичного минерала (рис. 2 f).

Таблица 1. Химический состав (масс., %) и кристаллохимические коэффициенты оливина, ромбического и моноклинного пироксена из пироксенитовых ксенолитов.

Table 1. Chemical composition (mass., %) and crystal-chemical coefficients of olivine, rhombic and monoclinic pyroxene from pyroxenite xenoliths.

Минералы	Оливин			Энстатит			Диопсид						Пойкилитовые включения диопсида в хромшпиннеле					
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	4	5	6	7	8	1	2	3	4
SiO ₂	47.06	36.10	36.1	45.7	46.16	44.96	40.02	43.9	42.74	42.4	43.00	43.46	40.07	46.55	43.49	43.28	44.16	46.31
TiO ₂	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.51	1.31	1.34	0.0	1.21	2.33	1.64	0.65	0.89	1.65	1.27	0.94
Al ₂ O ₃	0.0	0.0	0.0	2.58	3.62	2.57	7.92	7.36	7.49	8.9	6.3	9.58	8.16	5.25	5.83	7.8	5.09	4.68
Cr ₂ O ₃	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.67	0.59	0.84	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.51	1.16	1.45	1.32
FeO+Fe ₂ O ₃	13.76	8.02	8.02	20.67	19.15	20.44	0.0	5.73	4.97	5.49	4.89	2.82	4.55	4.32	4.37	6.01	3.56	4.28
MgO	36.07	36.07	36.07	18.71	17.97	17.62	11.97	14.06	14.17	12.27	15.06	11.42	12.22	14.17	14.32	14.63	13.8	15.47
CaO	0.0	0.0	0.0	0.62	0.59	0.8	23.89	25.01	25.03	25.99	24.66	25.87	25.19	26.72	29.17	24.25	24.42	24.91
Сумма	81.76	80.31	81.00	88.16	84.49	86.39	85.65	98.28	96.68	95.12	94.95	95.48	91.03	98.93	99.58	97.75	93.75	97.91
Si ³⁺	1.57	1.12	1.14	1.94	1.97	1.95	1.69	1.31	1.62	1.63	1.65	1.68	1.62	1.73	1.6	1.63	1.73	1.73
Ti ⁴⁺	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.05	0.04	0.04	0.0	0.03	0.07	0.05	0.02	0.02	0.05	0.04	0.03
IV Al ³⁺	0.0	0.0	0.0	0.13	0.18	0.13	0.39	0.32	0.33	0.4	0.28	0.44	0.39	0.23	0.25	0.34	0.24	0.21
VI Al ³⁺	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.09	0.0	0.0	0.0	0.0	0.11	0.0	0.0	0.0	0.0	0.11	0.0
Cr ³⁺	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.02	0.03	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.04	-	0.04	0.04
Fe ³⁺	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.33	0.0	0.33	0.35	0.0	0.0	0.28	0.44	0.23	0.18	0.23
Fe ²⁺	0.38	0.21	0.21	0.73	0.68	0.74	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.09	0.26	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Mg ²⁺	1.04	1.67	1.66	1.18	1.14	1.14	0.75	0.78	0.8	0.7	0.86	0.66	0.69	0.78	0.79	0.82	0.81	0.86
Ca ²⁺	0.0	0.0	0.0	0.0	0.03	0.04	1.08	1.0	1.02	1.07	1.02	1.07	1.09	1.06	1.15	0.94	1.03	1.00
Fo	0.73	0.89	0.89															
Fa	0.27	0.11	0.11															
Wol				38.95	26.12	25.13	27.46	25.67	39.72	32.9	34.75	26.52	36.69	32.85				
En				39.17	39.09	40.02	35.22	43.12	33.45	34.5	39.19	41.00	40.33	43.13				
Fs				0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

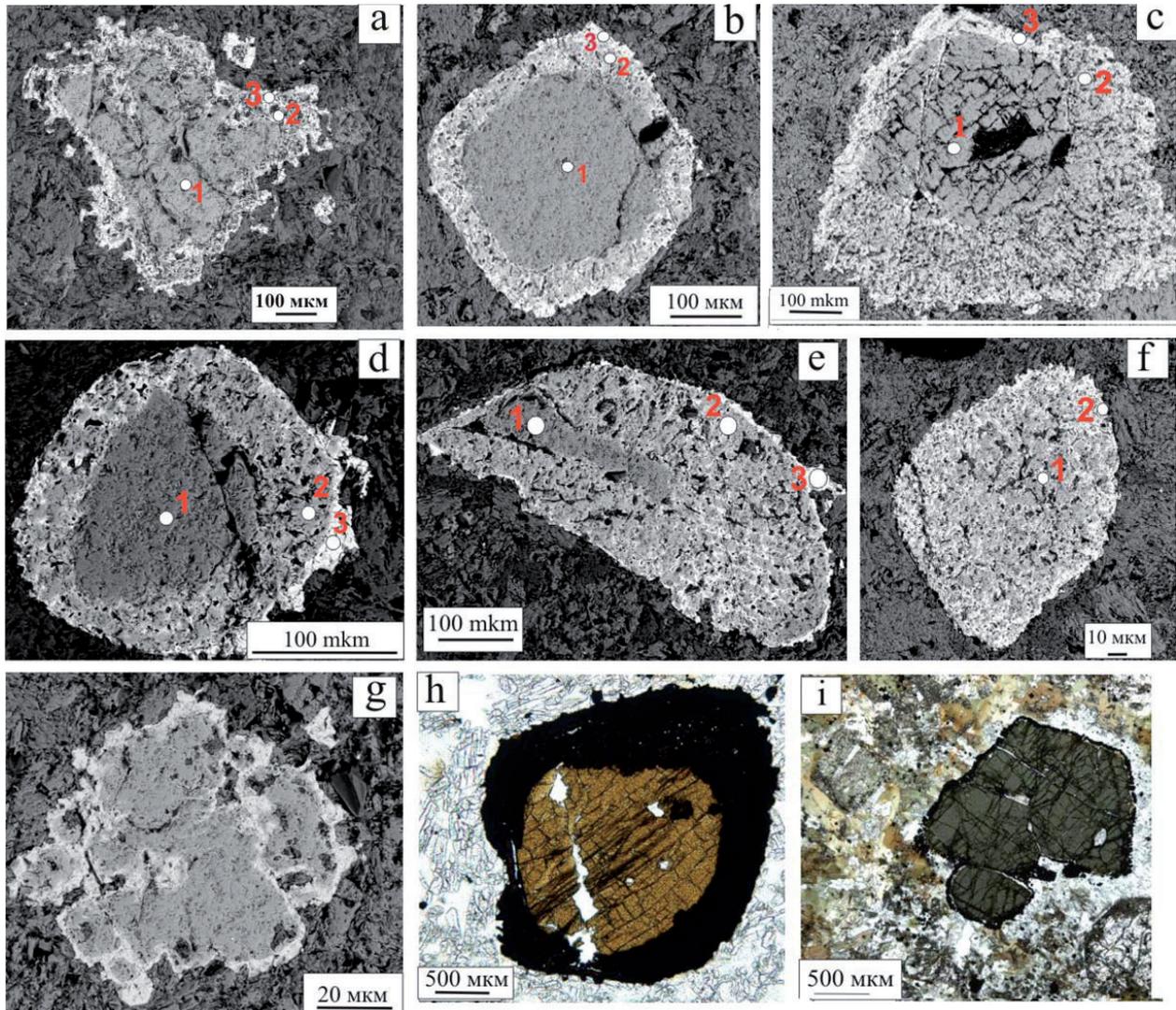


Рис. 2. Ксенолитовые обломки кристаллов хромшпинелидов в флюидо-эксплозивных дайках Среднего Тимана. а – магнетитовая кайма на хромшпинелиде с крючкообразными выростами, развивающимися в интерстициях пограничных силикатов; b, c, e – реакционные каймы на обломках кристаллов хромшпинелидов; d – реакционная и магнетитовая каймы. Магнетитовая кайма с крючкообразными выростами; f – материал реакционной каймы полностью заместил обломок кристалла хромшпинелида; g – магнетитовая кайма на обломке кристалла хромшпинелида; h – обломок кристалла хромшпинелида с каймой; i – обломок кристалла пикотита. а-г – BSE-изображения; h-i – фото в проходящем свете без анализатора. Точки с цифрами на электронных снимках обозначают участки микрозондового химического анализа. Результаты микрозондовых химических анализов приведены соответственно в таблице 2.

Fig. 2. Xenolith fragments of chromspinelide crystals in fluid-explosive dykes of the Middle Timan. a – magnetite rim on chromspinelide with hook-like outgrowths developing in interstices of boundary silicates; b, c, e – reaction rims on fragments of chromspinelide crystals; d – reaction and magnetite rims. The magnetite rim with hook-like outgrowths; f – material of the reaction rim completely substituted the chromspinelide crystal fragment; g – magnetite rim on the chromspinelide crystal fragment; h – chromspinelide crystal fragment with a rim; i – picotite crystal fragment. a-g – BSE-images; h-i – transmitted light photo without analyzer. Dots with numbers in the electronic images show areas of the microprobe chemical analysis. Table 2 shows results of microprobe chemical analyses, respectively.

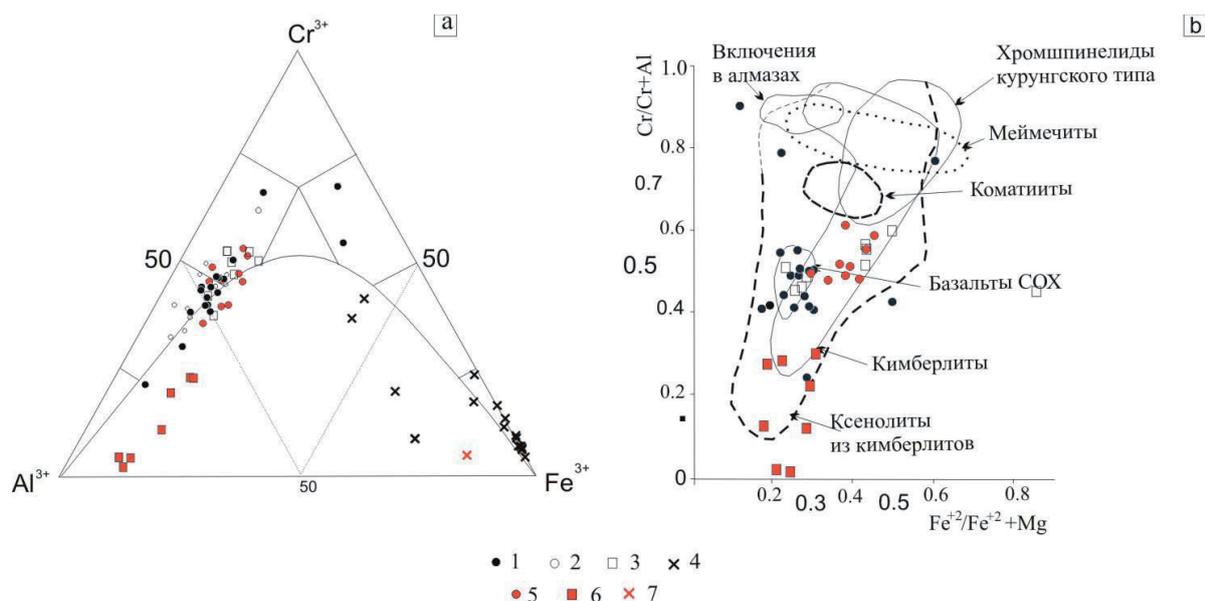


Рис. 3. Состав обломочных хромшпинелидов и кристаллов хромшпинелида из пироксенитовых ксенолитов. а – на тройной диаграмме $Al^{3+}-Cr^{3+}-Fe^{3+}$; б – на диаграмме $Cr /Cr +Al - Fe^{+2} /Fe^{+2} + Mg$ (Barnes, Roeder, 2001). 1 – обломочный хромшпинелид, скв. № 55; 2 – обломочный хромшпинелид из других скважин по (Макеев и др., 2008); 3 – реакционная кайма обломков, скв. № 55; 4 – магнетитовая кайма на обломках хромшпинелида, скв. № 55; 5 – кристаллы хромшпинелидов из пироксенитового ксенолита, скв. № 55; 6 – реакционная зона кристаллов хромшпинелида из пироксенитовых ксенолитов, скв. № 55; 7 – магнетитовая кайма кристаллов хромшпинелида из пироксенитовых ксенолитов скв. № 55.

Fig. 3. Composition of fragmental chromspinelides and chromspinelide crystals from pyroxenite xenoliths.

а – in the ternary diagram $Al^{3+}-Cr^{3+}-Fe^{3+}$; б – in the diagram $Cr /Cr +Al - Fe^{+2} /Fe^{+2} + Mg$ (Barnes, Roeder, 2001). 1 – fragmental chromspinelide, borehole 55; 2 – fragmental chromspinelide from other boreholes after (Makeev et al., 2008); 3 – reaction rim of fragments, borehole 55; 4 – magnetite rim on chromspinelide fragments, borehole 55; 5 – chromspinelide crystals from pyroxenite xenolith, borehole 55; 6 – reaction zone of chromspinelide crystals from pyroxenite xenoliths, borehole 55; 7 – magnetite rim on chromspinelide crystals from pyroxenite xenoliths, borehole 55.

Реакционная кайма отличается по составу от первичного хромшпинелида повышенным содержанием Cr_2O_3 (за исключением зерна №1), общего количества железа и пониженным содержанием Al_2O_3 и MgO (табл. 2). В единичных случаях отмечаются в небольших количествах примесь MnO (0.81-1.93 масс. %) Количество марганца резко возрастает до 2.72 масс. % в обломке, полностью замещенном веществом реакционной каймы (табл. 2, зерно № 6). В этом же обломке появляется ZnO в количестве 1.47 масс. %. Появление ZnO в реакционной кайме свидетельствует о гидротермально-метасоматических и водородных процессах проходивших в уже коровых условиях (Силаев и др., 2010).

На последних стадиях становления породы, пропитываемой остывающими растворами, около хромшпинелида формируется поздняя кайма обрастания магнетитового состава. Синхронно с обрастанием магнетитовой каемки на обломках хромшпинелида в трещинах породы отлагается альбит-кальцитовый агрегат с редкометалльно-редкоземельной и сульфидной минерализацией. В единичных обломках хромшпинелидов реакционная кайма не отмечается, а присутствует только магнетитовая (рис. 2 г). О том, что магнетитовая кайма около хромшпинелида образовалась в породе, находившейся в стабилизированном состоянии, свидетельствуют выросты на границе магнетитовой каймы с крючкообразной, грибообразной или другими замысловатыми формами, развивающимися в межзерновом пространстве контактирующих порообразующих силикатов (рис. 2 а; д). На диаграмме $Al^{3+}-Cr^{3+}-Fe^{3+}$ хорошо виден обособленный эволюционный тренд кристаллизации хромсодержащего магнетита.

Таблица 2. Химический состав (мас. %, %) и кристаллохимические коэффициенты зональных ксенолитовых обломков хромшпинелидов.
 Table 2. Chemical composition (wt. %) And crystal-chemical coefficients of zonal xenolithic chromspinel fragments.

№ зерна	1			2			3			4			5			6	
	1р.у.	2р.з.	3м.к.	1р.у.	2р.з.	3м.к.	1р.у.	2р.з.	3м.к.	1р.у.	2р.з.	3м.к.	1р.у.	2р.з.	3м.к.	1р.з.	2р.з.
Анализируемый участок (см. рис. 2)																	
TiO ₂	1.51	0.0	1.89	0.0	0.71	1.06	0.41	0.64	2.62	0.64	0.73	0.58	0.47	0.98	2.71	0.9	0.72
Al ₂ O ₃	12.2	27.42	0.0	28.03	16.51	0.0	40.39	22.47	8.23	28.7	20.98	6.63	28.10	22.63	0.0	11.5	0.0
Cr ₂ O ₃	51.45	35.76	5.20	32.38	38.18	4.24	17.42	25.41	12.31	33.98	37.83	25.29	31.79	38.84	2.55	28.10	16.36
FeO + Fe ₂ O ₃	19.31	19.04	96.58	16.26	30.85	95.35	18.59	37.17	79.94	16.57	25.55	57.07	20.29	28.26	95.29	61.72	79.14
MgO	14.64	18.10	0.0	16.99	8.91	0.0	17.57	6.27	0.0	18.6	11.43	1.16	16.59	12.79	0.0	2.61	0.0
MnO	0.0	0.0	0.87	0.0	1.93	1.05	0.0	0.0	1.7	0.0	0.0	3.48	0.0	0.81	0.85	2.72	2.63
ZnO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.52	0.0	0.0	3.03	0.0	0.0	0.0	1.47	0.0
Сумма	99.11		104.54	93.65	95.16	101.0	97.86	91.96	106.32	94.34	96.52	97.24	97.14	104.05	101.4	109.25	98.85
Cr ²⁺	1.32	0.85	0.18	0.8	1.04	0.15	0.4	0.7	0.38	0.78	0.95	0.8	0.74	0.91	0.07	0.78	0.47
Al ³⁺	0.5	0.96	0.0	1.04	0.68	0.0	1.39	0.95	0.38	0.98	0.79	0.32	0.98	0.79	0.0	0.48	0.0
Ti ⁴⁺	0.037	0.0	0.063	0.0	0.02	0.04	0.01	0.017	0.07	0.01	0.02	0.018	0.0	0.02	0.07	0.04	0.02
Fe ³⁺	0.17	0.19	1.76	1.15	0.27	1.8	0.15	0.3	1.17	0.21	0.23	0.8	0.25	0.26	1.78	0.72	1.49
Fe ²⁺	0.35	0.29	1.8	0.28	0.6	1.8	0.3	0.8	1.4	0.19	0.45	1.12	0.25	0.44	1.05	1.09	0.94
Mg ²⁺	0.7	0.81	0.0	0.8	0.46	0.0	0.8	0.0	0.0	0.8	0.54	0.07	0.73	0.56	0.0	0.14	0.0
Mn ²⁺	0.0	0.0	0.03	0.0	0.056	0.04	0.0	0.0	0.06	0.0	0.0	0.12	0.03	0.02	0.03	0.08	2.63
Zn ²⁺	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.04	0.0	0.0	0.09	0.0	0.0	0.0	0.04	0.0

Примечание: кристаллохимические коэффициенты перечислены на 4 атома кислорода; р. у. – реликтовый участок; р. з. – реакционная зона; м. к. – магнетитовая кайма. Привязка анализированных зерен к рисунку 2: зерно № 1 – рис. 2 а; зерно № 2 – рис. 2 б; зерно № 3 – рис. 2 с; зерно № 4 – рис. 2 д; зерно № 5 – рис. 2 ф; зерно № 6 – рис. 2 г.

Note: crystal chemical ratios are listed on 4 oxygen atoms; р. у. – relic site; р. з. – reaction zone; м. к. – magnetite border
 Binding of the analyzed grains to the figures: grain number 1 – fig. 2a; grain number 2 – fig. 2 b; grain number 3 – fig. 2 c; grain number 4 – fig. 2 d; grain number 5 – fig. 2 f; grain number 6 – Fig. 2 g.

Хромшпинелиды в пироксенитовом ксенолите

Хромшпинелид в пироксенитовых ксенолитах из флюидо-эксплозивных даек (рис. 4 а, b, c, d, f) находится в виде хорошо ограненных, не тронутых дроблением кристаллов. Кристаллы хромшпинелидов демонстрируют зональность с нечеткими границами. В отличие от обломочного хромшпинелида, «кружевных» каемок в данном случае не наблюдается.

Хромшпинелид из пироксенитовых ксенолитов так же как и обломочный относится к среднехромистым разновидностям (табл. 3), его состав также отражает многоэтапное explosивно-флюидное становление дайковых пород, но со своей спецификой. Для хромшпинелида характерна зональность, обусловленная варьирующим содержанием Cr_2O_3 , Al_2O_3 , MgO и суммы железа (рис. 4 а, b, c, d, e). На BSE-изображениях более светлая зона имеющая, предположительно, состав реликтового минерала, характеризуется повышенным содержанием Cr_2O_3 (19.1–25.67 масс. %) относительно участков темного цвета. Темные участки минерала по химическому составу отличаются повышением содержанием Al_2O_3 , в меньшей степени MgO и суммарного железа (табл. 3). В некоторых случаях реакционная зона наблюдается не только в краевых зонах, но и проникает во внутренние области минерала (рис. 4 а, b, c). Как правило, на кристаллах хромшпинелида отмечается и магнетитовая кайма.

Процессы диффузного замещения элементов хорошо иллюстрируют графики микросондового сканирования профиля через зерно хромшпинелида (рис. 4 е) и электронные изображения, снятые в режиме характеристического рентгеновского излучения (рис. 4 f; h). На диаграмме Al^{3+} – Cr^{3+} – Fe^{3+} видно, что реликтовый хромшпинелид по классификации Н.В. Павлова относится к субферрихромпикотиту и субферриальюмохромиу.

По оливин-шпинелевому геотермометру (Fabries, 1979) на основе химического состава одной равновесной пары ($\ln Kd(0) = 0.92$) получена температура кристаллизации реликтового хромшпинелида, равная 1180°C . По дупироксеновому геотермометру (Mori, Green 1978) – 954 – 1040°C (с учётом погрешности 50°C) подсчитана температура кристаллизации породы – около 1000°C .

В целом, реликтовые хромшпинелиды из пироксенитового ксенолита и обломочные хромшпинелиды в explosивной породе близки по составу. Безусловно, мы имеем дело с частным случаем, так как исследованы хромшпинелиды из единственного ксенолита пироксенита. Однако неоспоримо, что хромшпинелиды обоих типов (ксеногенные обломочные в матриксе породы и кристаллы в пироксените из ксенолита) являются среднехромистыми по составу и имеют общий пироксенитовый мантийный генезис. Различный характер зональности зерен хромшпинелидов двух типов свидетельствует о сложной и многоэтапной истории становления флюидо-эксплозивного комплекса Среднего Тимана с участием мантийных и коровых процессов.

Заключение

В флюидо-эксплозивных породах дайкового комплекса Среднего Тимана изучены хромшпинелиды двух типов: 1) рассеянные в виде отдельных обломков в флюидо-эксплозивных породах и 2) включенные в виде цельных кристаллов в пироксенитовый ксенолит. Хромшпинелиды по-разному реагировали на изменчивость внешней среды, при которых формировались флюидо-эксплозивные дайковые породы, что отразилось на составе реакционных кайм, развитых на кристаллах и их обломках. Во всех случаях первичный хромшпинелид по составу соответствует среднехромистой разновидности и, следовательно, имеет единый пироксенитовый мантийный генезис. В хромшпинелидах отмечается сложная зональность с индивидуальными особенностями. В краевых участках обломочного хромшпинелида наблюдается «кружевная» реакционная кайма, обусловленная замещением $\text{Cr}^{3+} \rightarrow \text{Al}^{3+}$. Реакционная кайма, по-видимому, появляется во время становления флюидо-эксплозивной породы за счет реагирования с транспортирующим обломки флюидным карбонатно-щелочным мантийным потоком. На завершающей стадии становления породы при ее пропитывании карбонатно-щелочными гидротермальными растворами с образованием редкоземельно-редкометальной минерализацией, формируется магнетитовая кайма обрастания с примесями марганца и цинка.

Таблица 3. Химический состав (мас.%, %) и кристаллохимические коэффициенты зональных хромшпинелидов из пироксенитовых ксенолитов.
 Tabl 3. Chemical composition (wt.,%) and crystal-chemical coefficients of zonal chromspinelides from pyroxenite xenoliths.

№ зерна	1		2			3			4				5		6	
	1 (р.у.)	2 (р.з.)	1 (р.у.)	2 (р.з.)	3 (р.з.)	1 (р.у.)	2 (р.з.)	3 (р.з.)	1 (р.у.)	2 (р.у.)	3 (р.з.)	4 (м.к.)	1 (р.у.)	2 (р.з.)	1 (р.у.)	2 (р.з.)
TiO ₂	0.74	0.72	0.51	0.78	0.0	0.0	0.0	0.45	0.6	0.71	0.62	0.0	0.6	0.43	0.58	0.51
Al ₂ O ₃	21.77	35.05	23.29	35.55	45.34	24.63	49.23	46.57	24.89	25.67	38.43	5.03	19.1	51.58	23.29	28.63
Cr ₂ O ₃	37.4	29.23	38.4	22.64	8.87	32.63	1.54	3.67	31.56	30.94	17.00	1.81	40.4	2.83	37.48	28.67
FeO + Fe ₂ O ₃	26.7	22.06	28.03	23.44	22.99	25.13	20.14	19.46	26.1	23.45	21.06	70.99	26.5	21.68	23.86	21.31
MgO	12.77	17.71	13.79	16.74	19.64	14.7	18.27	18.88	12.4	13.19	16.49	5.85	11.43	20.46	13.98	15.05
MnO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Сумма	99.41	94.77	104.2	99.42	97.69	97.19	9.37	89.43	95.67	100.42	93.46	83.68	98.06	96.98	99.19	94.12
Cr ²⁺	0.91	0.45	0.89	0.51	0.19	0.8	0.04	0.08	0.79	0.89	0.04	0.06	1.02	0.06	0.9	0.9
Al ³⁺	0.79	1.22	0.81	1.2	1.47	0.9	1.69	1.61	0.92	0.91	1.34	0.24	0.72	1.63	0.84	1.04
Ti ⁴⁺	0.02	0.02	0.01	0.02	0.0	0.0	0.0	0.01	0.01	0.02	0.01	0.0	0.01	0.01	0.01	0.01
Fe ³⁺	0.26	0.3	0.3	0.26	0.33	0.32	0.28	0.29	0.26	0.17	0.23	1.71	0.24	0.29	0.23	0.23
Fe ²⁺	0.43	0.24	0.39	0.3	0.19	0.33	0.21	0.19	0.43	0.42	0.29	0.65	0.47	0.19	0.38	0.32
Mg ²⁺	0.59	0.78	0.61	0.71	0.81	0.65	0.79	0.82	0.58	0.59	0.73	0.35	0.54	0.82	0.64	0.69
Mn ²⁺	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

Примечание: кристаллохимические коэффициенты перечислены на 4 атома кислорода.

Условные обозначения: р. у. – реликтовый участок; р. з. – реакционная зона; м. к. – магнетитовая кайма.

Привязка анализированных зерен к рисунку 4: зерно № 1 – рис. 4 а; зерно № 2 – рис. 4 б; зерно № 3 – рис. 4 с; зерно № 4 – рис. 4 д; зерно № 5 – рис. 4 е; зерно № 6 – рис. 4 ж.

Note: crystal chemical ratios are listed on 4 oxygen atoms.

Legend: p.y. – relic site; p.z. – reaction zone; m.k. – magnetite border.

Binding of the analyzed grains to the figures: grain number 1 – Fig. 4 a; grain number 2 – Fig. 4 b; grain number 3 – Fig. 4 c; grain number 4 – Fig. 4 d; grain number 5 – Fig. 4 e; grain number 6 – Fig. 4 f.

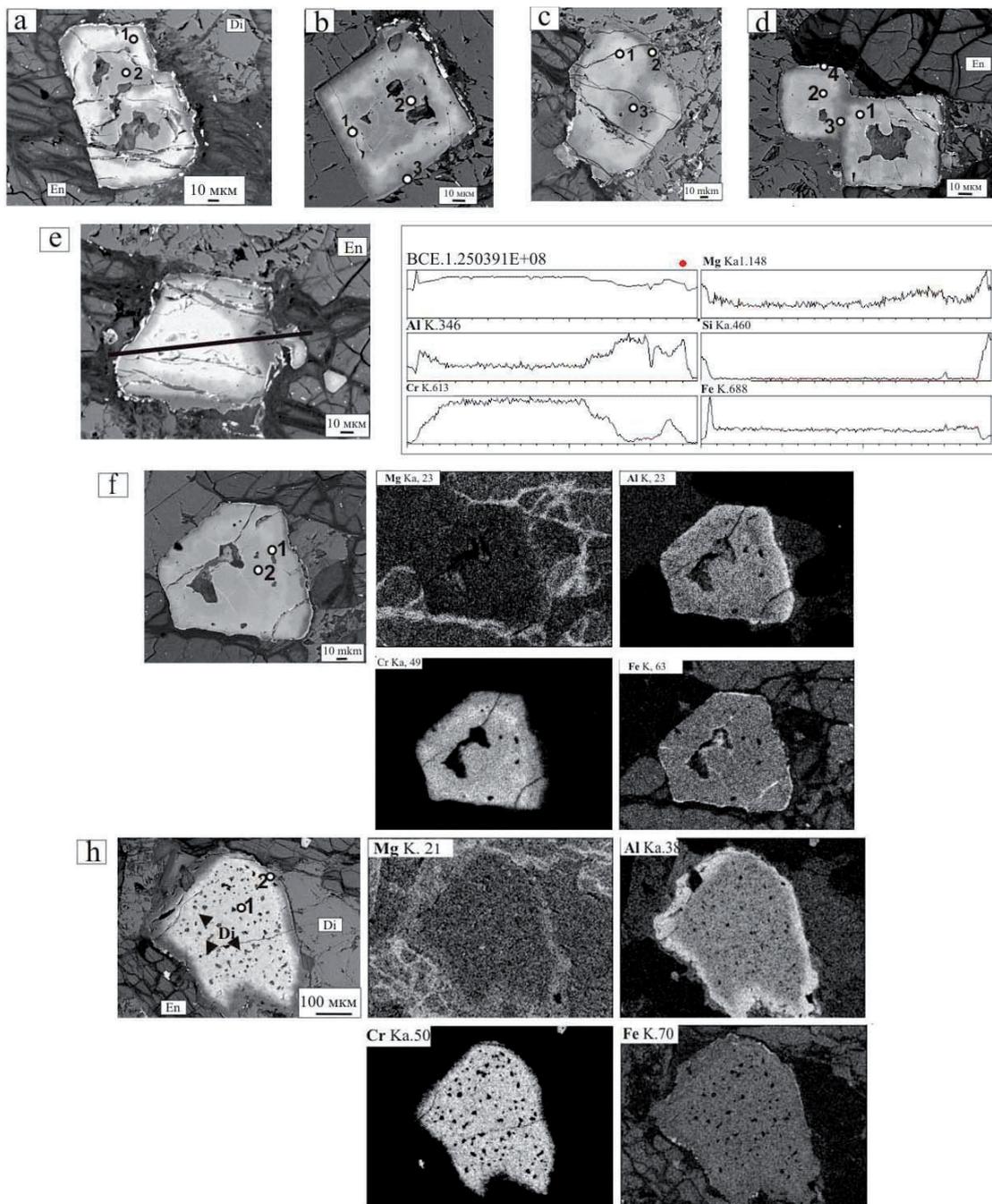


Рис. 4. Хромшпинелид из пироксенитовых ксенолитов в флюидо-эксплозивных дайках.

a - d – BSE-изображения кристаллов хромшпинелида с реакционными зонами замещения (белая зона – реликтовый хромшпинелид; серая зона – реакционная); e – хромшпинелид с зоной вторичного замещения. Прямая линия указывает профиль сканирования на электронном микроскопе, f – зерно хромшпинелида с реакционными зонами в режиме характеристического рентгеновского изучения; h – зерно хромшпинелида с пойкилитовыми включениями пироксена в режиме характеристического рентгеновского изучения. Точки с цифрами указывают участки микрозондового анализа. Результаты анализа приведены в таблице 3.

Fig. 4. Chromespinelide crystals from pyroxenite xenoliths in fluid-explosive dykes.

a-d – BSE-images of chromespinelide crystals with reaction areas of substitution (white area – relict chromespinelide; grey area – reaction area); e – chromespinelide with the secondary substitution area. The straight line a scan profile on an electron microscope, f – chromespinelide grain with reaction areas in the characteristic X-ray mode; h – chromespinelide grain with poikilitic inclusions of pyroxene in the characteristic X-ray mode. Dots with numbers show areas of the microprobe analysis. Table 3 shows results of the analysis.

Кристаллы хромшпинелидов в ксенолитовых пироксенитовых обломках обнаруживают, так называемую, обратную или шпинелевую зональность с замещением $Al^{3+} \rightarrow Cr^{3+}$. Отмечается также и магнетитовая кайма. Можно предположить, что обратная зональность в хромшпинелидах из пироксенитовых ксенолитов образована за счет термального воздействия на пироксенитовый мантийный слой флюидного потока. Впоследствии пироксенитовый мантийный слой был дезинтегрирован на отдельные фрагменты пород и минералов, которые транспортировались в виде обломков в верхние слои земной коры с формированием флюидо-эксплозивных даек.

Температура кристаллизации реликтового хромшпинелида $1180^\circ C$ в пироксенитовом обломке получена по хромит-оливиновому геотермометру и практически совпадает с температурой кристаллизации пироксенита, вычисленной с помощью дупироксенового геотермометра – около $1000^\circ C$.

Работа выполнена в рамках темы НИР 0226-2019-0053.

Литература

1. Ваганов В.И. Алмазные месторождения России и Мира. М.: ЗАО Геоинформмарк. 2000. 371 с.
2. Голубева И.И., Бурцев И.Н. Проблема типизации щелочных ультрамафитов дайкового комплекса Среднего Урала // Петрография магматических и метаморфических горных пород. Петрозаводск. 2015. С. 551-554.
3. Голубева И.И., Филиппов В.Н., Бурцев И.Н. Метасоматические редкоземельная и редкометалльная минерализации в ультрамафитах дайкового комплекса на Среднем Тимане (Поднятие Четласс) // Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения – 2018) Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2018. С. 278.
4. Голубева И.И., Бурцев И.Н., Травин А.В., Ремизов Д.Н., Филиппов В.Н., Шуйский А.С. Парагенетическая связь флюидизатно-эксплозивных ультрамафитов дайкового комплекса с карбонатитами (Средний Тиман). Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России. Т. II. Сыктывкар: Геопринт. 2019. С. 22.
5. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб: 1 000 000 (третье поколение). Лист Q – 39. Объяснительная записка. СПб. Изд-во: СПб Картография. ВСЕГЕИ. 2015. 130 с.
6. Довжиков Н.А., Довжикова Е.Г., Смыслов С.А. Клинопироксены из щелочно-ультраосновных пород дайкового комплекса Среднего Тимана. Записки ВМО. 1985. Вып. 5. С. 569–605.
7. Довжикова Е.Г., Бакулина Л.П. Состав и строение ксенокристаллов и глубинных включений в пикритах Четласского Камня. Известия Коми НЦ, 2018, № 2. С. 56–63.
8. Костюхин М.И., Степаненко В.И. Байкальский магматизм Канино-Тиманского региона: Л.: Наука. 1987. 232 с.
9. Makeev A.B., Lebedev V.A., Bryanchaninova N.I. Магматиты Среднего Тимана. Екатеринбург. 2008. 312 с.
10. Округин А.В. Значение типоморфизма хромшпинелидов для прогнозирования коренных источников россыпей платины Восточной части Сибирской платформы. Отечественная геология. 2005. № 5 С. 3–10.
11. Плаксенко А.Н. Типоморфизм аксессуарных хромшпинелидов ультрамафит-мафитовых магматических формаций. Воронеж. Изд-во: ВГУ. 1989. 224 с.
12. Силаев В.И., Голубева И.И., Хазов А.Ф. и др. Цинкосодеждающие и цинкистые хромшпинелиды: химизм и типоморфные значения // Сыктывкарский минералогический сборник. Сыктывкар. 2010. Вып. 126. № 36. С. 110–180.
13. Удоратина О.В., Травин А.В. Щелочные пикриты четласского комплекса Среднего Тимана: Ar-Ar данные // Рудный потенциал щелочного, кимберлитового и карбонативого магматизма. Тез. докл. Москва, 2014. С. 82–84.
14. Barnes S.J., Roeder P.L. The Range of Spinel Compositions in Terrestrial Mafic and Ultramafic Rocks. *Journal of Petrology*. 2001. V. 42. № 12. P. 2279–2302.
15. Fabries J. Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1979. V. 69. № 4. P. 329–336.
16. Mori T., Green D.H. Laboratory duplication of phase equilibria observed in natural garnet lherzolites. *J. Geol.* 1978. V. 86. № 1. P. 83–97.