© Д. чл. В. Б. САВЕЛЬЕВА,\* д. чл. Е. П. БАЗАРОВА,\* Е. А. ХРОМОВА\*\*

# ХРОМШПИНЕЛИДЫ В КАРБОНАТНЫХ ЖИЛАХ ОНГУРЕНСКОГО КОМПЛЕКСА (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

\* Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128; e-mail: vsavel@crust.irk.ru \*\* Геологический институт СО РАН, 670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6a; e-mail: lena.khromova.00@mail.ru

Хромшпинелиды в карбонатных жилах онгуренского комплекса (Восточная Сибирь, Западное Прибайкалье) представлены, главным образом, феррихромитом и хроммагнетитом (MgO  $\leq 0.3$  мас. %, Mg#  $\leq 0.04$ , Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>  $\leq 2.5$  мас. %; Cr# 0.91—1.00, Fe<sup>2+</sup>/Fe<sup>3+</sup> 0.8—1.4) с повышенным содержанием ZnO (0.9—4.6 мас. %). В кальцитовой жиле титанистый хроммагнетит преобразуется в хромсодержащий титаномагнетит, который распадается на менее титанистый магнетит и ильменит при температуре 970—1000 °C и  $f_{O_2}$  около  $+0.5 \div +0.7$  QFM. В доломитовой жиле зерна феррихромита и хроммагнетита содержат реликтовые ядра субферриалюмохромита (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 10.6—14.4 мас. %, Cr# 0.63—0.73, Fe<sup>2+</sup>/Fe<sup>3+</sup> 4.1—5.2, MgO  $\leq 0.52$  мас. %) с повышенными концентрациями ZnO (3.7—5.1 мас. %), TiO<sub>2</sub> (3.2—4.1 мас. %) и MnO (0.6—1.1 мас. %). Феррихромит и хроммагнетит образуются при высокотемпературном (>600 °C) метаморфизме жилы, деформации в условиях зеленосланцевой фации приводят к образованию вокруг хроммагнетита каемок магнетита.

*Ключевые слова*: феррихромит, хроммагнетит, субферриалюмохромит, титаномагнетит, карбонатные жилы, Западное Прибайкалье.

## V. B. SAVELYEVA,\* E. P. BAZAROVA,\* E. A. KHROMOVA.\*\* CR-SPINELS IN CARBONATE VEINS OF THE ONGUREN COMPLEX (WESTERN BAIKAL REGION)

\* Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch RAS, Irkutsk, Russia \*\* Geological Institute, Siberian Branch RAS, Ulan-Ude, Russia

Cr-spinels in carbonate veins of the Ongurensky complex (Eastern Siberia, Western Baikal region) are mainly represented by ferrichromite and crommagnetite (MgO  $\leq 0.3$  wt %, Mg#  $\leq 0.04$ , Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>  $\leq 2.5$  wt%; Cr# 0.91—1.00, Fe<sup>2+</sup>/Fe<sup>3+</sup> 0.8—1.4) with a high content of ZnO (0.9—4.6 wt %). In the calcite vein, titanium chrommagnetite is transformed into chromium-containing titanomagnetite, which decomposes into less titanium magnetite and ilmenite at 970—1000 °C and  $f_{O_2}$  is about +0.5÷+0.7 QFM. In the dolomite vein, ferrichromite and chrommagnetite grains contain relic cores of subferrialumochromite (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 10.6—14.4 wt %, Cr# 0.63—0.73, Fe<sup>2+</sup>/Fe<sup>3+</sup> 4.1—5.2, MgO  $\leq 0.52$  wt %) with increased amounts of ZnO (3.7—5.1 wt %), TiO<sub>2</sub> (3.2—4.1 wt %), and MnO (0.6—1.1 wt %). Ferrichromite and chrommagnetite are formed during high-temperature (>600 °C) metamorphism of the vein. Superimposed deformations in conditions of greenschist facies lead to the formation of magnetite rims around the grains of chromomagnetite.

*Key words*: ferrichromite, chrommagnetite, subferrialumochromite, titanomagnetite, carbonate veins, Western Baikal Region.

### введение

В отличие от магнетита — обычного акцессорного минерала интрузивных карбонатитов — хромшпинелиды для этого типа пород не характерны (Кухаренко и др., 1965; Капустин, 1971; Пожарицкая, Самойлов, 1972; Gaspar, Wyl-

lie, 1983; Lee et al., 2005). В то же время хромшпинелиды нередко встречаются в экструзивных карбонатитах: зерна и ксенокристы хромшпинелидов наряду с зернами хромдиопсида, магнезиального оливина, флогопита, ортопироксена и ксенолитами шпинелевых лерцолитов и верлитов обнаружены в составе карбонатитовой (преимущественно кальцитовой) пирокластики в небольших вулканических постройках на территории Германии, Италии, Замбии, Анголы, Омана и других районов (Stoppa, Woolley, 1997; Woolley, Church, 2005; Nasir et al., 2011). Наличие глубинных ксенолитов в этих карбонатитовых породах рассматривается как прямое свидетельство мантийного источника карбонатитовых магм (Woolley, Church, 2005).

В интрузивных карбонатитах хромшпинелиды известны, по нашим данным, лишь в нескольких проявлениях. В Северном Забайкалье (Северо-Муйская глыба, проявление Веселое) в дайках бефорситов обнаружены частично резорбированные полиминеральные агрегаты размером 3—5 мм, образованные Сг-содержащими минералами: магнетитом, рутилом, титанитом, ильменитом, фенгитом, хлоритом и хромитом, причем высокохромистый магнетит представлен угловатыми (оскольчатыми) зернами, окруженными оболочкой высокохромистого рутила (Рипп и др., 2007; Doroshkevich et al., 2007). Составы минералов в агрегатах соответствуют составам минералов из эклогитов, кимберлитов и мантийных ксенолитов. Присутствие в карбонатитах агрегатов высокохромистых минералов, а также данные минеральной термометрии и общая обогащенность карбонатитов Сг указывают на образование магнезиокарбонатитового расплава непосредственно в мантии, что позволяет рассматривать агрегаты как реликтовые мантийные ксенолиты.

В провинции Манитоба (Канада) в районе оз. Уэкаско буровыми скважинами была пересечена порода, первоначально диагностированная как кимберлит. Дальнейшее ее минералогическое и геохимическое изучение показало (Chakhmouradian et al., 2009), что порода представляет собой магнезиокарбонатит (бефорсит), содержащий в основной доломитовой массе обильные макрокристаллы частично или полностью хлоритизированного флогопита, зерна Mg-Al-Cr шпинели и Mg-Cr ильменита размером 0.2—2.5 мм. В этой породе был также диагностирован богатый Cr пироп. На основании присутствия минералов-индикаторов алмазов авторами сделан вывод о зарождении карбонатитовой магмы на глубинах, значительно превышающих типичный диапазон глубин для первичных карбонатитовых магм (~70—100 км) (Chakhmouradian et al., 2009).

На кимберлитовом месторождении Ваджракарур (кратон Дхарвар на полуострове Индостан) в трубке Хадерпет наблюдалось интрудирование сёвитом (до 95 % кальцита) литической брекчии, матрикс которой представлен породой, переходной между ультрамафическим лампрофиром и кимберлитом. Сёвит, как и брекчия, содержит ксенокристы алмаза, пиропа, хромдиопсида, магнезиохромита и пикроильменита и рассматривается как продукт поздней стадии фракционирования алмазоносной ультрамафической магмы (Smith et al., 2013).

Авторами статьи хромшпинелиды были обнаружены в жильных карбонатных породах в Западном Прибайкалье, на территории Иркутской области в Восточной Сибири. Целью данной работы является характеристика хромшпинелидов и их взаимоотношений с Fe-Ti оксидами.

### ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ЖИЛ

Комплекс жил карбонатного, силикатно-карбонатного и ультраосновного состава располагается в краевой зоне Сибирского кратона, в южной части Байкальского выступа, на границе с Центрально-Азиатским складчатым поясом (Савельева и др., 2014; 2016; рис. 1, *a*). В статье мы называем комплекс онгуренским по наименованию ближайшего населенного пункта.



Рис. 1. Геологическая позиция онгуренского комплекса (по: Эволюция.., 2006) (*a*) и схема геологического строения района (*δ*).

1 — фанерозойский чехол Сибирского кратона, 2 — образования Центрально-Азиатского подвижного пояса, 3 — неопротерозойские осадочные толщи, 4 — структуры фундамента кратона (АС — Алдано-Становой выступ, Бк — Байкальский выступ, Бр — Бирюсинский выступ, Ен — Енисейский выступ (кряж), УИ — Урикско-Ийский грабен, Ш — Шарыжалгайский выступ), 5 — четвертичные отложения, 6 — метаморфические образования PR<sub>1</sub>, 7 — синколлизионные граниты PR<sub>1</sub>, 8 — постколлизионные граниты PR<sub>1</sub> (приморский комплекс), 9 — габбро-диабазы, 10 — жилы карбонатных (а) и ультраосновных (б) пород (вне масштаба), 11 — разломы установленные (а), предполагаемые (б) и скрытые под четвертичными отложениями (в), 12 — проявления микроклинизации (а) и рибекитизации (б), 13 — элементы залегания, 14 — район работ.

Fig. 1. Geological position of the Ongurensky complex (after Evolution.., 2006) (*a*) and the geological scheme of the area ( $\delta$ ).

Рассматриваемая территория сложена метаморфическими образованиями палеопротерозоя (рис. 1, б). На большей части площади — это биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы, слюдистые сланцы, кварцитосланцы, кварциты, гранито-гнейсы и мигматиты с пластовыми телами амфиболитов, карбонатно-актинолитовых и карбонатных пород, на северо-западе и северо-востоке территории — хлорит-серицитовые сланцы, филлитовидные сланцы и песчаники (Устинов, Рыбаков, 1983).

Метаморфические породы интрудированы синметаморфическими гранитоидами кочериковского комплекса. Они представлены лейкократовыми плагиогранитами, слагающими лейкосому в мигматитах, микроклин-плагиоклазовыми гранитами, образующими согласные и секущие тела мощностью от нескольких сантиметров до первых сотен метров в мигматитах и гнейсах, жилами мусковитовых пегматитов. Надежные датировки для пород комплекса отсутствуют.

На крайнем юго-западе территории обнажены постколлизионные граниты приморского комплекса. Это северо-восточное окончание выходов гранитов, общая протяженность которых в пределах Байкальского выступа составляет свыше 200 км при ширине до 20 км. В состав комплекса входят высококалиевые железистые гранитоиды нормальной и слабо повышенной щелочности; возраст гранитов 1.86 млрд лет (Донская и др., 2003). На рассматриваемой площади наблюдаются крупнозернистые лейкократовые граниты, сложенные, кварцем, калиевым полевым шпатом, подчиненными кислым плагиоклазом и биотитом. В зоне краевого шва Сибирского кратона граниты претерпели интенсивное разгнейсование и мусковитизацию.

Граниты и метаморфические породы прорваны многочисленными дайками габбро-диабазов северо-восточного простирания, возраст которых составляет 700—800 млн лет (Гладкочуб и др., 2012). Среди гнейсов и мигматитов отмечено тело размером 100 × 60 м нацело серпентинизированных ультраосновных пород, формационная принадлежность и возраст которых неясны.

# МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ПОРОД ОНГУРЕНСКОГО КОМПЛЕКСА

Жилы карбонатного состава локализованы в пределах полосы северо-восточного простирания протяженностью около 20 км и шириной около 1 км, тянущейся вдоль оз. Байкал (рис. 1,  $\delta$ ). Лучше всего строение жил видно в береговых обрывах; часть жил была вскрыта в 70-е годы прошлого века канавами и шурфами.

Жилы имеют мощность от 1—3 см до 0.3—0.4 м и лишь в редких случаях — до 1.5 м. Они характеризуются преимущественно крутопадающими контактами (55—90°) и простиранием 40—60, 95—110 и 150—180°; по отношению к мигматитам жилы занимают секущее положение (рис. 2, a,  $\delta$ ). На дневной поверхности прослеживаются в виде гривок (рис. 2, e), которые проследить удается не более чем на 50 м. По нашим оценкам, количество жил не меньше 20. Контакты с вмещающими породами четкие, зоны закалки не наблюдаются. Часто жилы вместе с вмещающими породами несут следы наложенных деформаций, иногда весьма интенсивных (рис. 2, e). Породы, слагающие жилы, имеют желтовато-серую или бурую окраску и сложены на 70—95 % карбонатом. Структура пород мелкозернистая, неравномернозернистая, иногда порфировидная, текстура — массивная, нередко полосчатая, обусловленная послойным распределением темноцветных минералов (рис. 3, a).





Рис. 2. Взаимоотношения карбонатных жил с вмещающими породами.

а — фрагменты карбонатных жил в биотитовых гнейсах;
 б — доломитовая жила с вкрапленниками слюды в гранитах приморского комплекса;
 в — выходы карбонатной жилы на поверхность;
 г — деформированная карбонатная жила (К) с реакционной зоной кальцит-биотит-кварцевого состава (РЗ) в милонитизированном граните (Г).







Рис. 3. Особенности строения и минерального состава карбонатных жил.

а — бугорчатая поверхность метаморфизованной доломитовой жилы с полосчатым распределением темноцветных минералов и секущими тонкими прожилками кварца; б — реликты полевошпатового метасоматита в доломитовой жиле; в, г — кальцитовая жила северо-восточного участка: вкрапленники флогопита, апатита и титаномагнетита (в) и обломок гнейса (г) среди кальцита; д — метаморфизованная кальцитовая жила с вкрапленниками флогопита и титаномагнетита, центральный участок; е — метаморфизованная доломитовая жила юго-западного участка: деформированный и хлоритизированного биотита и рудных минералов. в—е — фотографии окрашенных прозрачных шлифов. Ар — апатит, Bt — биотит, Cal — кальцит, Chl — хлорит, Dol — доломит, Gn — гнейс, Gth — гётит, Mag — магнетит, Phl — флогопит, Ti-Bt — титанистый биотит, Ti-Mag — титаномагнетит, Tlc — тальк.

Fig. 3. Fabric and mineral composition of carbonate veins.

В пределах полосы проявлен калиевый метасоматоз (полевошпатизация, рис. 1,  $\delta$ ). Некоторые жилы содержат фрагменты полевошпатовых метасоматитов (рис. 3,  $\delta$ ). Кроме того, проявлена рибекитизация, которая накладывается как на метаморфические породы и граниты, так и на карбонатные жилы. Рибекитизация и полевошпатизация наблюдаются и за пределами полосы, что указывает на возможное присутствие невскрытых тел щелочных пород.

Большинство жил сложено железистым доломитом с содержанием CaFe(CO<sub>3</sub>)<sub>2</sub> минала 20—30 %. Наблюдается замещение доломита кальцитом. Более редки жилы, в которых кальцит является главным породообразующим минералом. Темноцветный минерал представлен Fe-Mg слюдой; некоторые доломитовые жилы содержат эгирин. В катаклазированных жилах центрального участка присутствует магнезиорибекит, замещающий слюду. Наиболее распространенными акцессорными минералами жил являются магнетит, титаномагнетит, апатит, ильменит, рутил, монацит-(Ce), барит, пирит, галенит. В целом жилы характеризуются непостоянством количественных соотношений между карбонатами и слюдой, сильно варьирует и количество магнетита. Есть жилы, практически не содержащие темноцветных минералов и магнетита, тогда как в других количество слюды достигает 30—35 %.

В большинстве жил присутствуют реликты вмещающих пород — гнейсов, сланцев или полевошпатовых метасоматитов, а также зерна микроклина, кварца, реже альбита. Реликты обычно имеют удлиненную форму, ориентированы субпараллельно контактам жил и частично замещены кальцитом, доломитом или апатитом.

Изменения вмещающих пород на контакте с жилами кальцитового состава не проявлены. Вокруг доломитовых жил в полевошпатовых метасоматитах проявлены доломитизация по границам зерен и зонкам катаклаза, местами флогопитизация и апатитизация.

Часто карбонатные жилы секутся кварцевыми, а иногда кварц-баритовыми прожилками (рис. 3, *a*). Встречаются также мономинеральные жилы мощностью до 10 см, сложенные крупнозернистым кальцитом. Метаморфизм жил сопровождается появлением талька, хлорита, актинолита.

В юго-западной части территории (рис. 1, б), в гранитах приморского комплекса, полевошпатизация и рибекитизация не проявлены. На контакте пологозалегающих или наклонных доломитовых жил с гранитами наблюдаются оторочки мощностью 0.1—0.15 м, сложенные биотитом, кальцитом и кварцем, в гранитах наблюдаются метасоматические прожилки кальцита, замещающего кварц и полевые шпаты.

Ультраосновные породы слагают несколько жил мощностью 0.2—2 м и штокообразное тело площадью около 50 м<sup>2</sup> в крайней северо-восточной и центральной частях территории. Жилы сложены серпентином (в т. ч. псевдоморфно заместившим оливин), флогопитом, тремолитом, хлоритом, доломитом и кальцитом; в одном из тел присутствует диопсид. Акцессорные минералы представлены магнетитом, ильменитом, апатитом, перовскитом. Штокообразное тело сложено породой кальцит-актинолит-хлорит-магнетит-апатитового состава.

В. С. Каменецким было выполнено датирование апатита из карбонатных жил методом ICP-MS на приборе Agilent 7500cs с лазерной приставкой Coherent (университет Тасмании, г. Хобарт, Австралия). По апатиту из кальцитовой жилы получен возраст  $972 \pm 21$  млн лет, по апатиту из доломитовых жил —  $929 \pm 37$  млн лет. Датирование биотита из кальцитовой жилы  ${}^{40}$ Ar— ${}^{39}$ Ar

методом, выполненное А. В. Ивановым с использованием масс-спектрометра ARGUS VI в ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН (г. Иркутск), дало значения возраста для двух аликвот  $965 \pm 9$  и  $975 \pm 13$  млн лет. В то же время, по магнезиорибекиту из щелочного метасоматита получен возраст  $1017.4 \pm 3.2$  млн лет (Савельева и др., 2016). Если предположить, что произошло частичное омоложение  $^{40}$ Ar— $^{39}$ Ar датировок по биотиту и U—Pb датировок по апатиту, то можно считать, что последняя датировка соответствует верхнему пределу возраста образования карбонатных жил и щелочных метасоматитов.

### ХРОМ В МИНЕРАЛАХ КАРБОНАТНЫХ ЖИЛ

Особенностью карбонатных жил является повышенное содержание хрома (от 20 до 500—1300 ppm), что значительно превышает средние содержания этого элемента в магнезиокарбонатитах (55 ppm, при разбросе значений в пределах 1—175 ppm согласно Woolley, Kempe, 1989; 23 ppm согласно Chakhmouradian et al., 2009; последнее значение рассчитано для 33 проявлений магнезиокарбонатитов по всему миру). Изучение химического состава минералов, слагающих жилы, показало, что главными концентраторами хрома в жилах являются шпинелиды.

Анализы минералов (EDS метод) были выполнены Е. А. Хромовой и С. В. Канакиным в Геологическом институте СО РАН на сканирующем микроскопе «LEO-1430VP» (Carl Zeiss) с использованием программы INCAEnergy 350 (Oxford Instruments Ltd.) и В. В. Шарыгиным в Институте геологии и минералогии СО РАН на сканирующем микроскопе MIRA 3 LMU (Tescan Ltd.), оснащенном программой INCA Energy 450.

По результатам анализа 144 зерна магнетита и титаномагнетита из трех кальцитовых и 12 доломитовых жил повышенное содержание  $Cr_2O_3$  отмечено в 50 зернах, при этом в 25 анализах это содержание <1 мас. %. Магнетит и титаномагнетит с содержанием  $Cr_2O_3$  1—5 мас. % обнаружены в пяти жилах, хромшпинелиды с содержанием  $Cr_2O_3$  16—42 мас. % — в трех жилах.

Кроме того, в кальцитовых жилах повышенное содержание  $Cr_2O_3$  отмечено в ильмените (0.23—1.8 мас. %), в доломитовых жилах — в рибеките (0.23—0.48 мас. %), эгирине (0.31—0.72 мас. %) и биотите (0.28—0.76 мас. %).

# ПЕТРОГРАФИЯ ЖИЛ, СОДЕРЖАЩИХ ХРОМШПИНЕЛИДЫ

В северо-восточной части района (рис. 1,  $\delta$ ) хромшпинелиды обнаружены в кальцитовой жиле мощностью около 10 см, прорывающей серицитизированные биотитовые гнейсы (обр. 126/12—133/12). Порода, слагающая жилу, имеет мелкопорфировидный, местами неотчетливо флюидальный облик, со следами слабого наложенного рассланцевания. Основная масса породы тонкозернистая, она сложена агрегатом зерен кальцита размером 0.10—0.15 мм с мозаичной структурой. В кальцитовом агрегате равномерно распределены зональные вкрапленники Fe-Mg слюды размером 0.3—0.7 мм (5—7 %), крупные (до 1.2—1.5 мм) зерна титаномагнетита, магнетита, короткопризматические зерна апатита, овальные и субромбоэдрические сегрегации мелкозернистого доломита размером до 2 мм (до 5 %) (рис. 3, *в*, *г*). Отдельные зерна кальцита содержат червеобразные вростки доломита.



Рис. 4. Взаимоотношения минералов в кальцитовых жилах северо-восточного (*a—в*) и центрального (*г*) участков. Изображения в обратно отраженных электронах.

а — зональные вкрапленник слюды и корродированное зерно титаномагнетита в основной массе, сложенной кальцитом, биотитом, апатитом, рудными минералами; б — зональное зерно титаномагнетита с реликтами титанистого хроммагнетита в центре и вростками ильменита; в — зональное зерно хроммагнетита в центре и вростками ильменита; в — зональное зерно хроммагнетита Ар — апатит, та; г — зерна титанистого хроммагнетита с вростками ильменита; в — обиотита и кальцита. Ар — апатит, Bt — биотит, Cal — кальцит, Cr-Mag — хроммагнетит, IIm — ильменит, PhI — флогопит, Ti-Mag — титаномагнетит, Tur, Tlc — тальк.



Вкрапленники слюды деформированы, а по спайности и на краях замещаются хлоритом и тальком. Вкрапленники зональны (рис. 4, a): центральная их часть представлена флогопитом, а края биотитом; в краевых зонах вкрапленников присутствуют включения кальцита, монацита-(Ce), апатита. Зерна титаномагнетита по краям сильно корродированы и часто сохраняются лишь в реликтах (рис. 4, a, b). В них наблюдаются вростки ульвошпинели или, чаще, ильменита; некоторые зерна содержат реликтовые ядра хроммагнетита (рис. 4,  $\delta$ ). Зерна магнетита имеют более совершенную огранку, нередко несут следы хрупкой деформации, содержат включения кальцита, апатита и мелкого биотита, с поверхности замещаются гётитом. Краевые зоны зерен апатита содержат обильные включения кальцита, монацита-(Ce) и кварца. Относительная распространенность и порядок кристаллизации минералов показаны на рис. 5.

В основной массе породы среди зерен кальцита присутствуют мелкий (0.06—0.20 мм) интерстициальный биотит, хлорит и тальк (вторичные по биотиту), длиннопризматический апатит, мелкие (0.05—0.15 мм) зерна магнетита и пирита, замещаемые гематитом и гётитом, редкие мелкие (около 50 мкм) зерна хромшпинелида, корродированные зерна титаномагнетита с вростками ильменита, агрегаты зерен ильменита и рутила. В срастании с ильменитом



Рис. 5. Относительная распространенность и порядок кристаллизации минералов в кальцитовых жилах.

2 — породообразующие минералы (1 — главные, 2 — второстепенные) 3, 4 — акцессорные минералы (3 — распространенные, 4 — редкие). Звездочкой отмечены минералы, образующиеся при распаде твердого раствора титаномагнетита ранней генерации (титаномагнетита I).

Fig. 5. Abundance and order of crystallization of minerals in calcite veins.

часто присутствует монацит-(Ce); рутил замещает ильменит. Более редкими являются пирит, барит, ксенотим-(Y), циркон, бадделеит; к границам зерен кальцита приурочены скопления водных оксидов железа.

Порода содержит овальные и удлиненные включения гнейсов величиной до 5 мм (до 10 %), частично замещенные доломитом или кальцитом, а также скопления зерен кварца среди кальцита, являющиеся, вероятно, реликтами замещенных карбонатом обломков гнейсов. Кроме того, в породе наблюдаются прожилки мощностью 0.1—0.7 см более крупнозернистого (0.6—1.3 мм) сдвойникованного кальцита. Флюидальность породы обусловлена преимущественной ориентировкой зерен слюды, сегрегаций доломита, включений гнейсов и кальцитовых прожилков параллельно контактам тела.

В центральной части района хромшпинелиды обнаружены в рассланцованной карбонатной жиле мощностью 1.0—1.5 м, прорывающей биотитовые мигматиты (обр. 205/13). Жила (рис. 3, *д*) сложена кальцитом (55—60 %), хлоритизированным биотитом, тальком и содержит крупные (размером до 2 см) деформированные вкрапленники хлоритизированного флогопита (12—15 %). Зерна рудных минералов (0.02—1.0 мм) представлены титаномагнетитом, магнетитом и хроммагнетитом, содержащими вростки ильменита (рис. 4, *г*). Прочие акцессорные минералы — это апатит, монацит-(Се), гётит. По своему минеральному составу эта жила сходна с рассмотренной выше (обр. 126/12— 133/12), от которой отличается бо́льшим содержанием слюды и размером вкрапленников, а также интенсивным метаморфизмом.

В юго-западной части площади хромшпинелиды наблюдались в жиле доломитового состава (обр. 60/17). Эта и подобные жилы мощностью 5—20 см прорывают лейкократовые граниты приморского комплекса и совместно с ними претерпели метаморфизм в зоне краевого шва. Текстура пород, слагающих жилы, полосчатая, гнейсовидная, сланцеватая, в отдельных жилах порфировидная (рис. 3, *e*; рис. 6, *a*). Главным минералом является доломит, замещаемый кальцитом. Темноцветный минерал представлен биотитом, количество которого составляет от 2—3 до 15—20 % в разных жилах. В количестве 1—3 % присутствует кварц, рассеянный среди доломита. Отмечается калиевый полевой шпат.



Рис. 6. Взаимоотношения минералов в доломитовой жиле. Изображения в обратно отраженных электронах.

Fig. 6. Relationships between minerals in the dolomite vein. BSE images.

а, б — хроммагнетит, магнетит и ильменит среди доломита и биотита, хроммагнетит содержит реликтовое ядро субферриалюмохромита; б — зерно хроммагнетита с каймой магнетита; в — зерно феррихромита с ядром субферриалюмохромита и каймой магнетита. Al-Chr — субферриалюмохромит, Chl — хлорит, Cr-Mag — хроммагнетит, Dol — доломит, Fe-Chr — феррихромит, Ilm — ильменит, Mag — магнетит, Rt — рутил.



Рис. 7. Относительная распространенность и порядок кристаллизации минералов в доломитовых жилах.

Условные обозначения см. на рис. 5

Fig. 7. Abundance and order of crystallization of minerals in dolomite veins.

Биотит представлен двумя генерациями. Ранняя образована деформированными вкрапленниками слюды величиной до 3 см, ориентированными как субпараллельно, так и косо по отношению к контактам жил. Поздняя генерация представлена мелкими зернами (0.05—0.2 мм) биотита, располагающегося в интерстициях между зернами доломита или слагающего прерывистые слойки, ориентированные параллельно контактам жил. Деформированные вкрапленники по краям также преобразуются в мелкозернистый биотит с обильными включениями ильменита и рутила. Биотит замещается хлоритом.

Магнетит распределен неравномерно, в отдельных жилах отсутствует, а в других его количество составляет до 2 %. Он представлен зернами разме-

ром от 0.02 до 2 мм. Часть крупных зерен несет следы хрупкой деформации; изредка в магнетите наблюдается небольшое количество вростков ильменита и рутила. Магнетит содержит включения биотита, циркона, доломита, кальцита, монацита-(Ce); некоторые зерна имеют структуру снежного кома. Среди доломита и хлоритизированного биотита наряду с магнетитом присутствуют зерна хромшпинелидов размером 0.05—0.20 мм (рис. 6, *a*,  $\delta$ ).

Распространенным рудным минералом жил является ильменит, который вместе с мелким биотитом слагает слойки среди доломита, в ассоциации с монацитом-(Се) и рутилом образует агрегаты, вытянутые параллельно гнейсовидности, а также обильные включения в краевых перекристаллизованных зонах вкрапленников слюды. Проявлено замещение ильменита рутилом.

Апатит представлен призматическими зернами размером до 0.15 мм и их вытянутыми параллельно гнейсовидности агрегатами, реже хрупко деформированными более крупными зернами. Циркон слагает вытянутые агрегаты зерен размером 0.05—0.07 мм и ассоциирует с монацитом и апатитом. Среди доломита отмечаются редкие зерна эшинита-(Се) и алланита-(Се), присутствует пирит, замещаемый гётитом, наблюдается обрастание рутила титанитом (рис. 7).

# ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГЛАВНЫХ МИНЕРАЛОВ ЖИЛ

Анализ кальцита из кальцитовых жил показал присутствие примесей (мас. %): MgO — до 2.64, FeO — до 1.84, MnO — до 0.65, SrO — до 1.51. Доломит из сегрегаций и вростков в кальците характеризуется низким содержанием примесных компонентов (мас. %): FeO 0.99—1.67, MnO 0.32—1.28.

Внутренняя часть вкрапленников слюды в кальцитовой жиле северной части территории представлена флогопитом [ $X_{mg} = Mg/(Mg + Fe_{ofill}) 0.74-0.85$ , Al 1.01-1.10 к. ф.]. В краевой части зерен магнезиальность снижается до 0.51-0.63 (табл. 1; рис. 8). Содержание TiO<sub>2</sub> во внутренних частях вкраплен-

Таблица 1

|                   |       |       |       |       | Кальц      | итовый | карбона | гит Севе     | ерного у | частка |       |       |       |       |
|-------------------|-------|-------|-------|-------|------------|--------|---------|--------------|----------|--------|-------|-------|-------|-------|
| Ком-<br>понент    | 126/  | 12-1  | 126/  | 12-2  | 128        | 8/12   | 129/    | 12-1         | 129/     | 12-2   | 133/  | 12-1  | 133/  | 12-2  |
|                   | Ц     | Кр    | Ц     | Кр    | Ц          | Кр     | Ц       | Кр           | Ц        | Кр     | Ц     | Кр    | Ц     | Кр    |
| SiO <sub>2</sub>  | 38.04 | 35.66 | 38.21 | 36.35 | 39.66      | 37.89  | 38.64   | 35.68        | 38.87    | 35.30  | 38.73 | 35.62 | 38.62 | 36.26 |
| TiO <sub>2</sub>  | 3.19  | 3.00  | 2.44  | 2.70  | 1.20       | 1.15   | 1.73    | 2.99         | 1.77     | 3.07   | 1.32  | 2.42  | 0.43  | 1.93  |
| $Al_2O_3$         | 11.66 | 12.89 | 11.85 | 11.96 | 11.37      | 11.07  | 11.54   | 12.64        | 12.02    | 12.41  | 12.51 | 12.89 | 12.15 | 13.36 |
| $Cr_2O_3$         |       |       | _     |       |            | _      | —       | _            |          |        |       |       |       | _     |
| FeO               | 7.38  | 19.39 | 9.07  | 20.17 | 7.68       | 16.63  | 7.90    | 20.35        | 9.30     | 18.37  | 7.23  | 18.77 | 12.08 | 19.28 |
| MgO               | 21.06 | 12.06 | 20.48 | 12.87 | 21.61      | 15.64  | 21.24   | 11.84        | 20.08    | 12.57  | 22.50 | 13.61 | 19.19 | 13.47 |
| Na <sub>2</sub> O | _     | _     |       | _     | _          | _      | —       | —            | _        | 0.40   | _     | _     | _     |       |
| $K_2O$            | 10.67 | 10.01 | 10.94 | 10.68 | 10.47 8.22 |        | 10.49   | .49 10.29 10 |          | 10.07  | 10.52 | 9.44  | 10.53 | 10.59 |
| BaO               |       |       | _     |       |            | _      | —       | _   _        |          | 0.82   | 0.68  |       | _     | —     |
| F                 | 1.31  | _     | _     | _     | 1.17       | _      | —       | —            | 1.50     | _      | _     | _     | _     |       |
| -O(F)             | 0.55  |       |       |       | 0.49       |        |         |              | 0.63     |        |       |       |       |       |
| Сумма             | 92.76 | 93.01 | 92.99 | 94.73 | 92.67      | 90.60  | 91.54   | 93.79        | 93.29    | 93.01  | 93.48 | 92.75 | 93.00 | 94.89 |

Химический состав (мас. %) вкрапленников Fe-Mg слюд Chemical compositions (wt %) of Fe-Mg mica phenocrystals

|                | Кальцитовый карбонатит Северного участка |      |      |      |        |        |         |             |         |      |      |      |      |      |
|----------------|--|------|------|------|--------|--------|---------|-------------|---------|------|------|------|------|------|
| Ком-<br>понент | 126/                                     | 12-1 | 126/ | 12-2 | 128    | /12    | 129/    | 12-1        | 129/    | 12-2 | 133/ | 12-1 | 133/ | 12-2 |
|                | Ц  | Кр   | Ц    | Кр   | Ц      | Кр     | Ц       | Кр          | Ц       | Кр   | Ц    | Кр   | Ц    | Кр   |
|                |  |      |      | ]    | коэффи | щиентн | ы в фор | <br>муле (( | ) = 11) | I    |      |      |      |      |
| Si             | 2.87                                     | 2.82 | 2.88 | 2.84 | 2.98   | 2.99   | 2.93    | 2.81        | 2.93    | 2.81 | 2.88 | 2.81 | 2.93 | 2.80 |
| Ti             | 0.18                                     | 0.18 | 0.14 | 0.16 | 0.07   | 0.07   | 0.10    | 0.18        | 0.10    | 0.18 | 0.07 | 0.14 | 0.02 | 0.11 |
| Al             | 1.04                                     | 1.20 | 1.05 | 1.10 | 1.01   | 1.03   | 1.03    | 1.18        | 1.07    | 1.16 | 1.10 | 1.20 | 1.09 | 1.22 |
| Cr             | 0.00                                     | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00   | 0.00   | 0.00    | 0.00        | 0.00    | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Fe             | 0.47                                     | 1.28 | 0.57 | 1.32 | 0.48   | 1.10   | 0.50    | 1.34        | 0.59    | 1.22 | 0.45 | 1.24 | 0.77 | 1.25 |
| Mg             | 2.37                                     | 1.42 | 2.30 | 1.50 | 2.42   | 1.84   | 2.40    | 1.39        | 2.25    | 1.49 | 2.49 | 1.60 | 2.17 | 1.55 |
| Na             | 0.00                                     | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00   | 0.00   | 0.00    | 0.00        | 0.00    | 0.06 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Κ              | 1.03                                     | 1.01 | 1.05 | 1.06 | 1.00   | 0.83   | 1.01    | 1.04        | 1.00    | 0.02 | 1.00 | 0.95 | 1.02 | 1.04 |
| Ва             | 0.00                                     | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00   | 0.00   | 0.00    | 0.00        | 0.00    | 0.03 | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| F              | 0.31                                     | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.28   | 0.00   | 0.00    | 0.00        | 0.36    | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| $X_{\rm Mg}$   | 0.84                                     | 0.53 | 0.80 | 0.53 | 0.83   | 0.63   | 0.83    | 0.51        | 0.79    | 0.55 | 0.85 | 0.56 | 0.74 | 0.55 |

Таблица 1 (продолжение)

|                   |       |       |       | До    | ломит-а | нкерито   | вые кар   | бонатит | ы Южно  | ого учас  | гка       |       |       |       |
|-------------------|-------|-------|-------|-------|---------|-----------|-----------|---------|---------|-----------|-----------|-------|-------|-------|
| Ком-<br>понент    | 63/1  | 17-1  | 63/1  | 7-2   | 63/1    | 7-3       | 60        | /17     | 62/     | 7-1       | 62/1      | 17-2  | 62/   | 7-3   |
|                   | Ц     | Кр    | Ц     | Кр    | Ц       | Кр        | Ц         | Кр      | Ц       | Кр        | Ц         | Кр    | Ц     | Кр    |
| SiO <sub>2</sub>  | 34.61 | 34.96 | 35.11 | 34.25 | 35.15   | 38.66     | 35.32     | 38.38   | 36.11   | 38.42     | 34.55     | 36.43 | 36.35 | 37.08 |
| TiO <sub>2</sub>  | 5.54  | 6.47  | 5.82  | 5.87  | 5.67    | 1.82      | 4.34      | 1.50    | 4.55    | 1.90      | 5.05      | 3.70  | 4.35  | 2.99  |
| $Al_2O_3$         | 13.85 | 13.64 | 15.00 | 13.38 | 13.19   | 12.34     | 12.47     | 11.22   | 14.21   | 11.24     | 12.87     | 12.22 | 12.57 | 12.51 |
| $Cr_2O_3$         |       | —     | _     | _     | _       | —         | _         | _       | _       | —         | 0.61      |       | _     | _     |
| FeO               | 18.51 | 18.73 | 19.17 | 18.18 | 19.17   | 17.19     | 17.97     | 15.80   | 19.57   | 19.31     | 19.79     | 19.67 | 20.56 | 20.55 |
| MgO               | 12.35 | 12.65 | 11.69 | 12.21 | 12.50   | 14.49     | 14.00     | 16.55   | 11.77   | 13.86     | 11.48     | 12.37 | 12.25 | 12.24 |
| Na <sub>2</sub> O | _     | _     | _     | _     | _       | _         | _         | _       | _       | —         | _         | _     | _     | —     |
| $K_2O$            | 10.32 | 10.70 | 9.90  | 10.43 | 10.07   | 10.67     | 9.00      | 10.28   | 10.40   | 10.72     | 10.11     | 9.73  | 10.54 | 10.81 |
| BaO               | _     | _     | _     | _     | _       | _         | _         | _       | _       | _         | _         | _     | _     | _     |
| F                 | _     | _     | _     | _     | _       | 1.53      | _         | _       | 1.38    | _         | _         | 1.51  | _     | _     |
| -O(F)             |       |       |       |       |         | 0.64      |           |         | 0.58    |           |           | 0.64  |       |       |
| Сумма             | 95.18 | 97.15 | 96.69 | 94.32 | 95.75   | 96.06     | 93.10     | 93.73   | 97.41   | 95.45     | 94.46     | 94.99 | 96.62 | 96.18 |
|                   |       |       | I     |       | Коэффи  | ициенти   | ы в фор   | муле (О | D = 11) |           |           |       |       |       |
| Si                | 2.67  | 2.65  | 2.66  | 2.67  | 2.70    | 2.94      | 2.76      | 2.95    | 2.74    | 2.95      | 2.71      | 2.84  | 2.78  | 2.85  |
| Ti                | 0.32  | 0.37  | 0.33  | 0.34  | 0.33    | 0.10      | 0.25      | 0.09    | 0.26    | 0.11      | 0.30      | 0.22  | 0.25  | 0.17  |
| Al                | 1.26  | 1.22  | 1.34  | 1.23  | 1.19    | 1.11      | 1.15      | 1.02    | 1.27    | 1.02      | 1.19      | 1.12  | 1.13  | 1.13  |
| Cr                | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00    | 0.00      | 0.00 0.00 |         | 0.00    | 0.00 0.00 |           | 0.00  | 0.00  | 0.00  |
| Fe                | 1.19  | 1.19  | 1.21  | 1.19  | 1.23    | 1.23 1.09 |           | 1.01    | 1.24    | 1.24      | 1.30 1.28 |       | 1.32  | 1.32  |
| Mg                | 1.42  | 1.43  | 1.32  | 1.42  | 1.43    | 1.64      | 1.63      | 1.89    | 1.33    | 1.59      | 1.34      | 1.44  | 1.40  | 1.40  |
| Na                | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00    | 0.00      | 0.00      | 0.00    | 0.00    | 0.00      | 0.00      | 0.00  | 0.00  | 0.00  |
| Κ                 | 1.02  | 1.03  | 0.96  | 1.04  | 0.99    | 1.04      | 0.90      | 1.01    | 1.01    | 1.05      | 1.01      | 0.97  | 1.03  | 1.06  |
| Ва                | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00    | 0.00      | 0.00      | 0.00    | 0.00    | 0.00      | 0.00      | 0.00  | 0.00  | 0.00  |
| F                 | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00    | 0.37      | 0.00      | 0.00    | 0.33    | 0.00      | 0.00      | 0.37  | 0.00  | 0.00  |
| $X_{\rm Mg}$      | 0.54  | 0.55  | 0.52  | 0.54  | 0.54    | 0.60      | 0.58      | 0.65    | 0.52    | 0.56      | 0.51      | 0.53  | 0.51  | 0.51  |

Примечание. Ц — центр зерна, Кр — край. Прочерк — содержание компонента ниже предела обнаружения.  $X_{Mg} = Mg^{2+}/(Mg^{2+} + Fe^{2+}).$ 



ников составляет 1.2—3.2 мас. %. Слюда из основной массы представлена биотитом ( $X_{Mg}$  0.50—0.60, Al 0.97—1.24 к. ф.) и содержит примеси TiO<sub>2</sub> (1.2—3.5 мас. %), BaO (до 1.3 мас. %) и CaO (до 0.6 мас. %). В кальцитовой жиле центральной части территории неизмененная слюда не сохранилась.

Апатит относится к ряду фторапатит-гидроксилапатит и содержит примеси F (1.7—4.5 мас. %), SrO (до 1.8 мас. %),  $Ln_2O_3$  (до 1.6 мас. %). В ильмените отмечаются примеси MnO (до 0.93 мас. %), Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (до 2.93 мас. %), содержание MgO ниже предела обнаружения. Рутил содержит примесь Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (2.2—4.2 мас. %).

В доломитовых жилах юго-западной части района доломит содержит 7.3—13.8 мас. % FeO [21—37 мол. % CaFe(CO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>] и до 2.7 мас. % MnO [до 7.5 мол. % CaMn(CO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>]. В кальците присутствуют примеси (мас. %): MgO (0.6—3.2), MnO (до 0.80), FeO (0.4—3.5), SrO (до 0.64). Слюда из центральных частей вкрапленников представлена титанистым биотитом (TiO<sub>2</sub> 4.3—5.8 мас. %,  $X_{Mg}$  0.51—0.58). Краевые зоны вкрапленников и слюда из основной массы менее титанистые и более магнезиальные (TiO<sub>2</sub> 1.6—2.5 мас. %,  $X_{Mg}$  0.57—0.66) (табл. 1; рис. 8). Апатит представлен фторапатитом (F 4.1—5.2 мас. %); содержание SrO в нем достигает 1.2 мас. %. Содержания MgO и Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в ильмените ниже предела обнаружения, MnO >1.2 мас. %.

### ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ШПИНЕЛИДОВ

В кальцитовой жиле в северо-восточной части площади хромшпинелиды представлены титанистыми феррихромитом и хроммагнетитом (TiO<sub>2</sub> 4.6—5.9 мас. %, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 16—29 мас. %) и хромистым титаномагнетитом (Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 7.3—10.3 мас. %, TiO<sub>2</sub> 12.5 мас. %) (табл. 2, зерна 1—3; рис. 9). Высокохромистые

# Таблица 2

# Химический состав (мас. %) Fe-Ti оксидов

Chemical compositions (wt %) of Fe-Ti oxides Кальличновая жила Севено-Восточного участка

|                       | Zaniro 1         |                     | 2 anua 2           |                |           | Zaniro 2            |                    | 1 Jan   | 1 1              | 7an           | 1050             | 2anito 6         | 1 dent           | L 01   | 7ahr             | 8 01   | 2 aniro 0        | 3anto 10        |
|-----------------------|------------------|---------------------|--------------------|----------------|-----------|---------------------|--------------------|---------|------------------|---------------|------------------|------------------|------------------|--------|------------------|--------|------------------|-----------------|
| Komno-                | JCDHO I          |                     |                    |                |           | C OHOS              |                    | acht    | 10 1             | nchi          | C 01             | JCPHU U          | acht             | / 01   | achr             | 0.01   | Johno 2          | OT OHOS         |
| нент                  | 128/12<br>Fa-Chr | 126/12<br>T. 1 (II) | 126/12<br>T.2 (Kp) | 126/12<br>T. 3 | T. 1 (II) | 129/12<br>T.2 (IIp) | 129/12<br>T.3 (Kp) | 127/12  | 127/12<br>Ti-Mag | 128/12<br>11m | 128/12<br>Ti-Mag | 133/12<br>Ti-Mag | 205/12<br>Cr-Mag | 205/12 | 205/12<br>Cr Mag | 205/12 | 205/12<br>Ti-Mag | 205/12<br>Mag   |
|                       | Le-CIII          | Cr-Mag              | Ti-Mag             | llm            | Ti-Mag    | Ti-Mag              | Ti-Mag             |         | 1 I-IVIAB        |               | 11-Mag           | 11-INIAB         | CI-IMag          |        | CI-IVIAB         |        | 11-1/148         | Mag             |
| SiO                   |                  |                     | 1 56               |                |           |                     | 0.86               |         |                  |               | 2,50             | 0 73             |                  |        |                  | 195    |                  | 2,42            |
|                       |                  |                     |                    |                | 0000      |                     |                    |         |                  |               |                  |                  |                  |        | 00,              |        |                  | <u>1</u><br>i d |
| TiO2                  | 4.57             | 5.90                | 16.38              | 46.29          | 12.23     | 12.53               | 15.15              | 47.02   | 19.37            | 53.46         | 5.20             | 18.00            | 6.87             | 52.11  | 6.89             | 50.08  | 3.44             | 0.62            |
| $Al_2O_3$             | 2.44             |                     |                    |                | 2.48      | 1.70                | 2.15               |         |                  |               |                  |                  | 1.00             |        | 0.60             |        | 0.36             | 0.45            |
| $Cr_2O_3$             | 29.29            | 16.09               |                    |                | 10.26     | 7.29                |                    | 0.82    | 1.26             |               | 0.95             | 0.45             | 24.57            |        | 20.24            |        | 13.40            | 0.86            |
| ${\rm Fe}_2{\rm O}_3$ | 26.03            | 41.43               | 32.57              | 14.77          | 32.72     | 36.40               | 34.99              | 11.38   | 29.16            | 0.00          | 48.64            | 32.92            | 28.29            | 0.00   | 33.33            | 0.77   | 47.08            | 59.48           |
| FeO                   | 31.04            | 35.81               | 46.42              | 40.90          | 42.09     | 43.77               | 46.56              | 41.40   | 48.79            | 45.22         | 37.85            | 49.14            | 35.02            | 46.43  | 36.12            | 44.90  | 33.26            | 33.03           |
| MnO                   |                  |                     |                    | 0.72           |           |                     |                    | 0.87    |                  | 0.83          |                  |                  | 0.62             | 1.11   | 0.34             | 1.36   |                  |                 |
| MgO                   |                  |                     | 0.80               |                |           |                     |                    |         |                  |               |                  |                  | 0.28             |        |                  | 0.61   |                  | 0.76            |
| CaO                   | 0.56             |                     |                    |                |           |                     |                    |         |                  |               |                  |                  |                  |        |                  |        |                  |                 |
| ZnO                   | 4.64             | 1.42                |                    |                | 1.39      |                     |                    |         |                  |               |                  |                  | 1.64             |        | 1.24             |        | 1.06             |                 |
| $V_2O_3$              | 0.74             | 0.43                |                    |                |           | 0.44                |                    | 0.62    | 0.51             |               | 0.38             |                  | 0.40             |        | 0.37             |        | 0.50             |                 |
| Сумма                 | 99.31            | 101.08              | 97.72              | 102.68         | 101.17    | 102.13              | 99.71              | 102.11  | 90.09            | 99.51         | 95.52            | 101.24           | 98.69            | 99.65  | 99.13            | 99.67  | 99.10            | 97.62           |
|                       |                  |                     |                    |                |           |                     | Коэффі             | ициенты | в форму.         | пе (A + F     | 3 = 3            |                  |                  |        |                  |        |                  |                 |
| Si                    | 0.00             | 0.00                | 0.06               | 0.00           | 0.00      | 0.00                | 0.03               | 0.00    | 0.00             | 0.00          | 0.10             | 0.03             | 0.00             | 0.00   | 0.00             | 0.05   | 0.00             | 0.09            |
| Τi                    | 0.13             | 0.17                | 0.47               | 0.86           | 0.34      | 0.35                | 0.43               | 0.88    | 0.56             | 1.01          | 0.16             | 0.51             | 0.20             | 0.99   | 0.20             | 0.94   | 0.10             | 0.02            |
| Al                    | 0.11             | 0.00                | 0.00               | 0.00           | 0.11      | 0.07                | 0.10               | 0.00    | 0.00             | 0.00          | 0.00             | 0.00             | 0.04             | 0.00   | 0.03             | 0.00   | 0.02             | 0.02            |
| Cr                    | 0.87             | 0.48                | 0.00               | 0.00           | 0.30      | 0.21                | 0.00               | 0.02    | 0.00             | 0.00          | 0.03             | 0.01             | 0.74             | 0.00   | 0.61             | 0.00   | 0.41             | 0.03            |
| $\mathrm{Fe}^{3+}$    | 0.74             | 1.17                | 0.94               | 0.28           | 0.91      | 1.01                | 0.99               | 0.21    | 0.84             | 0.00          | 1.45             | 0.92             | 0.81             | 0.00   | 0.96             | 0.01   | 1.36             | 1.73            |
| $\mathrm{Fe}^{2+}$    | 0.98             | 1.13                | 1.49               | 0.85           | 1.30      | 1.35                | 1.46               | 0.86    | 1.56             | 0.95          | 1.25             | 1.53             | 1.12             | 0.98   | 1.15             | 0.94   | 1.07             | 1.07            |
| Mn                    | 0.00             | 0.00                | 0.00               | 0.02           | 0.00      | 0.00                | 0.00               | 0.02    | 0.00             | 0.02          | 0.00             | 0.00             | 0.02             | 0.02   | 0.01             | 0.03   | 0.00             | 0.00            |
| Mg                    | 0.00             | 0.00                | 0.05               | 0.00           | 0.00      | 0.00                | 0.00               | 0.00    | 0.00             | 0.00          | 0.00             | 0.00             | 0.02             | 0.00   | 0.00             | 0.02   | 0.00             | 0.04            |
| Са                    | 0.02             | 0.00                | 0.00               | 0.00           | 0.00      | 0.00                | 0.00               | 0.00    | 0.00             | 0.00          | 0.00             | 0.00             | 0.00             | 0.00   | 0.00             | 0.00   | 0.00             | 0.00            |
| Zn                    | 0.13             | 0.04                | 0.00               | 0.00           | 0.04      | 0.00                | 0.00               | 0.00    | 0.00             | 0.00          | 0.00             | 0.00             | 0.05             | 0.00   | 0.04             | 0.00   | 0.03             | 0.00            |
| >                     | 0.02             | 0.01                | 0.00               | 0.00           | 0.00      | 0.01                | 0.00               | 0.01    | 0.02             | 0.00          | 0.01             | 0.00             | 0.01             | 0.00   | 0.01             | 0.00   | 0.02             | 0.00            |
| Cr#                   | 0.89             | 1.00                |                    |                | 0.74      | 0.74                | 0.00               |         | 1.00             |               | 1.00             | 1.00             | 0.94             | _      | 0.96             |        | 0.96             | 0.56            |
| Fe#                   | 0.43             | 0.71                | 1.00               | 1.00           | 0.69      | 0.78                | 0.91               | 0.91    | 0.96             | 0.00          | 0.98             | 0.99             | 0.51             | 0.00   | 0.60             | 1.00   | 0.76             | 0.97            |
| $Fe^{2+}/Fe^{3+}$     | 1.3              | 1.0                 | 1.6                | 3.0            | 1.4       | 1.3                 | 1.5                | 4.1     | 1.9              |               | 0.9              | 1.7              | 1.4              |        | 1.2              | 0.9    | 0.8              | 0.6             |

| әпнәжиороан) |  |
|--------------|--|
| 2            |  |
| Таблица      |  |

| должение) | 8 Зерно 19 | 5 Mag                         |         | 0.75    |           | 0.73      | 67.79                 | 32.19 |      |      |     |      |          | 101.46 |             | 0.00 | 0.02 | 0.00 | 0.02 | 1.94                         | 1.02                         | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00  |      |
|-----------|------------|-------------------------------|---------|---------|-----------|-----------|-----------------------|-------|------|------|-----|------|----------|--------|-------------|------|------|------|------|------------------------------|------------------------------|------|------|------|------|-------|------|
| 2 (npo    | Зерно 1    | 60/17<br>Cr-Mag               |         |         |           | 26.97     | 42.51                 | 30.08 |      |      |     | 2.04 |          | 101.60 |             | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.80 | 1.20                         | 0.94                         | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.06 | 0.00  |      |
| аблица    | Зерно 17   | 60/17<br>Cr-Mag               |         | 09.0    | 0.55      | 22.27     | 44.33                 | 30.28 |      |      |     | 2.08 | 0.37     | 100.48 |             | 0.00 | 0.02 | 0.03 | 0.67 | 1.26                         | 0.96                         | 00.0 | 0.00 | 0.00 | 0.06 | 0.01  | 0    |
| H         | Зерно 16   | 60/17<br>Cr-Mag               |         |         | 09.0      | 27.36     | 41.37                 | 29.72 |      |      |     | 2.55 |          | 101.60 |             | 0.00 | 00.0 | 0.03 | 0.81 | 1.16                         | 0.93                         | 0.00 | 0.00 | 00.0 | 0.07 | 0.00  |      |
|           | Зерно 15   | 60/17<br>Cr-Mag               |         |         |           | 26.82     | 41.92                 | 30.37 |      |      |     | 1.51 | 0.34     | 100.96 |             | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.80 | 1.19                         | 0.96                         | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.04 | 0.01  | •    |
|           | Зерно 14   | 60/17<br>Cr-Mag               |         |         | 0.45      | 27.27     | 40.35                 | 29.87 |      |      |     | 1.69 |          | 99.63  |             | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.82 | 1.16                         | 0.95                         | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.05 | 0.00  | 0000 |
| иастка    |            | 60/17<br>T. 3 (Kp)<br>Mag     |         |         |           | 0.70      | 68.78                 | 31.28 |      |      |     |      |          | 100.76 | _           | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 1.98                         | 1.00                         | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 00.00 | 1 00 |
| палного м | Зерно 13   | 60/17<br>T. 2 (IIp)<br>Mag    |         | 0.32    |           | 9.15      | 59.98                 | 31.89 |      |      |     |      |          | 101.34 | (A + B = 3) | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.27 | 1.71                         | 1.01                         | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00  | 1 00 |
| па Юго-За |            | 60/17<br>T. 1 (II)<br>Cr-Mag  |         |         | 0.62      | 26.95     | 41.59                 | 30.09 |      |      |     | 2.34 | 0.57     | 102.16 | ) anyme (/  | 0.00 | 0.00 | 0.03 | 0.79 | 1.16                         | 0.94                         | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.06 | 0.02  | 100  |
| иж веяоти |            | 60/17<br>T. 6 (Kp)<br>Mag     |         | 0.94    |           | 1.16      | 62.17                 | 32.46 |      |      |     |      |          | 96.73  | енты в фо   | 0.00 | 0.03 | 0.00 | 0.03 | 1.91                         | 1.03                         | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00  | 1 00 |
| ПопоЛ     | C          | 60/17<br>T. 5 (Kp)<br>Mag     |         |         |           | 1.26      | 68.64                 | 31.64 |      |      |     |      | 0.34     | 101.88 | илиффес     | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.04 | 1.95                         | 1.00                         | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01  | 1 00 |
|           | 0 12       | 60/17<br>T. 4 (IIp)<br>Fe-Chr |         | 0.55    | 2.46      | 36.90     | 28.09                 | 30.75 |      |      |     | 2.33 |          | 101.08 | K           | 0.00 | 0.02 | 0.11 | 1.08 | 0.78                         | 0.95                         | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.06 | 0.00  | 1 00 |
|           | 3epH       | 60/17<br>T. 3 (IIp)<br>Fe-Chr |         | 0.71    | 2.17      | 36.36     | 28.76                 | 30.70 | 0.53 |      |     | 2.17 | 0.49     | 101.89 |             | 0.00 | 0.02 | 0.09 | 1.06 | 0.80                         | 0.94                         | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.06 | 0.01  | 0.01 |
|           |            | 60/17<br>T. 2 (II)<br>Al-Chr  |         | 4.07    | 13.76     | 38.37     | 7.34                  | 34.46 | 0.75 |      |     | 3.67 |          | 102.42 |             | 0.00 | 0.11 | 0.56 | 1.04 | 0.19                         | 0.99                         | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.09 | 0.00  | 0.65 |
|           |            | 60/17<br>T. 1 (II)<br>Al-Chr  |         | 3.75    | 14.40     | 36.92     | 8.18                  | 32.39 | 1.14 |      |     | 5.08 |          | 101.86 |             | 0.00 | 0.10 | 0.59 | 1.01 | 0.21                         | 0.94                         | 0.03 | 0.00 | 0.00 | 0.13 | 0.00  | 0.63 |
|           | o 11       | 60/17<br>Kp<br>Cr-Mag         |         |         |           | 13.21     | 56.32                 | 30.94 |      |      |     | 0.93 | 0.38     | 101.78 |             | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.39 | 1.60                         | 0.97                         | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.03 | 0.01  | 1 00 |
|           | 3epH       | 60/17<br>Ц<br>Аl-Chr          |         | 3.20    | 10.58     | 41.63     | 8.66                  | 31.86 | 0.64 | 0.52 |     | 3.78 |          | 100.87 |             | 0.00 | 0.09 | 0.44 | 1.16 | 0.23                         | 0.94                         | 0.02 | 0.03 | 0.00 | 0.10 | 0.00  | 0 73 |
|           | , Control  | нент                          | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Cr_2O_3$ | ${\rm Fe}_2{\rm O}_3$ | FeO   | MnO  | MgO  | CaO | ZnO  | $V_2O_3$ | Сумма  |             | Si   | Ti   | Al   | Cr   | $\mathrm{F}\mathrm{e}^{3_+}$ | $\mathrm{F}\mathrm{e}^{2^+}$ | Mn   | Mg   | Са   | Zn   | >     | ŧ.   |

| 0.99 | 0.5                                |
|------|------------------------------------|
| 09.0 | 0.8                                |
| 0.65 | 0.8                                |
| 0.58 | 0.8                                |
| 09.0 | 0.8                                |
| 0.58 | 0.8                                |
| 0.99 | 0.5                                |
| 0.86 | 0.6                                |
| 0.59 | 0.8                                |
| 0.98 | 0.5                                |
| 0.98 | 0.5                                |
| 0.40 | 1.2                                |
| 0.41 | 1.2                                |
| 0.11 | 5.2                                |
| 0.12 | 4.4                                |
| 0.80 | 0.6                                |
| 0.13 | 4.1                                |
| Fe#  | Fe <sup>2+</sup> /Fe <sup>3+</sup> |

Примечание. Зерно 1 — титанистый феррихромит; 2 — титаномагнетит с вростками ильменита и реликтовым ядром титанистого хроммагнетита (рис. 4, *b*); 3 — зональное septo хромистого тиганомагнетита (рис. 4, ø); 4, 5 — ильменит с вростками Ст-содержащего тиганомагнетита; 6 — крупное зерно Ст-содержащего тиганомагнетита; 7—10 — мелкие зерна титанистого хроммагнетита с вростками ильменита (7, 8), хромистого титаномагнетита (9) и Сг-содержащего магнетита (10) (рис. 4, 2); 11 — зерно хроммагнетита с реликто-— зерно феррихромита с реликтами субферриалюмохромита (рис. 6, в); 13 — зерно хроммагнетита с каймой магнетита (рис. 6, д); 14—19 — мелкие зерна хроммагнетита (14—18) и Сг-содержащего магнетита (19) среди доломита и хлоритизированного биогита. Прочерк — содержание компонента ниже предела рассчита-Fe<sup>3‡</sup> титаномагнетит. Fe<sup>2+</sup> и — магнетит, Ті-Mag — ильменит, Mag IIm феррихромит, 1 ны по балансу зарядов (Droop, 1987). Ст# = Cr<sup>3+</sup>/(Cr<sup>3+</sup>+Al<sup>3+</sup>), Fe# = Fe<sup>3+</sup>/(Cr<sup>3+</sup>+Al<sup>3+</sup>+Fe<sup>3+</sup>). — хроммагнетит, Fe-Chr обнаружения. Al-Chr — субферриалюмохромит, Cr-Mag 6, *a*); 12 вым ядром субферриалюмохромита (рис.

ядра заключены в оторочку, не содержащего хром титаномагнетита (TiO<sub>2</sub> 15.2—16.4 мас. %), при этом содержание  $Cr_2O_3$  снижается от центра зерен к краям. Хромсодержащий титаномагнетит ( $Cr_2O_3$  0.5—1.3 мас. %, TiO<sub>2</sub> 5.2—19.4 мас. %) встречается в виде крупных корродированных зерен и вростков в ильмените (табл. 2, зерна 4—6).

В рассланцованной кальцитовой жиле в центральной части площади хромшпинелиды также представлены корродированными зернами титанистого хроммагнетита (TiO<sub>2</sub> 6.9 мас. %, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 20—24 мас. %), хромистого титаномагнетита (Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 13.4 мас. %, TiO<sub>2</sub> 3.4 мас. %) и хромсодержащего магнетита (Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0.9 мас. %, TiO<sub>2</sub> 0.6 мас. %) (табл. 2, зерна 7—10).

В доломитовой жиле мелкие зерна хромшпинелидов встречаются среди доломита и хлоритизированного биотита и представлены феррихромитом и хроммагнетитом ( $Cr_2O_3$  13—36 мас. %) (табл. 2, зерна 11— 18; рис. 9). Содержание TiO<sub>2</sub> низкое — до 0.7 мас. %. Зерна хромшпинелидов окружены каймами магнетита (рис. 6,  $\delta$ ,  $\theta$ ); содержание  $Cr_2O_3$  снижается от центра к краю зерна (табл. 2, зерно 13). Магнетит из каемок и основной массы породы содержит  $Cr_2O_3$  в количестве 0.70—1.3 мас. % (табл. 2, зерна 12, 13, 19). Магнетит преимущественно низкотитанистый, лишь в редких зернах из основной массы породы, содержащих небольшое количество вростков ильменита, содержание TiO<sub>2</sub> составляет около 3 мас. %.

Реликтовые ядра, наблюдаемые в отдельных зернах феррихромита и хроммагнетита, представлены субферриалюмохромитом с содержанием Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 36.9—41.6 мас. % (табл. 2, зерна. 11, 12; рис. 6, *a*, *e*; рис. 9). Ядра имеют неправильные извилистые и угловатые очертания, что обусловлено их замещением с поверхности и по трещинам.

В целом феррихромит и хроммагнетит из карбонатных жил характеризуются очень низким содержанием MgO ( $\leq 0.3$  мас. %) и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ( $\leq 2.5$  мас. %). Их магнезиальность и хромистость составляют Mg#  $\leq 0.04$ , Cr# 0.91—1.00 (табл. 2, рис. 10). Кроме того, они содержат повышенное количество ZnO (1.2—4.6 мас. %). Наблюдается положительная корреляция между содержанием хрома и цинка, указывающая на изначальную обогащенность хромшпинелидов цинком и снижение содержания цинка в зональных зернах в направлении от центра к краю (рис. 11, *a*).

В субферриалюмохромите (табл. 2, зерна 11, 12) содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> составляет 10.6—14.4 мас. %, хромистость — 0.63—0.73. Субферриалюмохромит отличается от других хромшпинелидов высоким отношени-



Рис. 9. Состав шпинелидов из кальцитовых жил (a) и доломитовой жилы (б) на классификационной диаграмме Н. В. Павлова (Павлов, 1949). Цифрами на графиках обозначены поля хромита (1), субферрихромита (2), алюмохромита (3), субферриалюмохромита (4), ферриалюмохромита (5), субалюмоферрихромита (6), феррихромита (7), хромпикотита (8), субферрихромпикотита (9), субалюмохромита (10), хроммагнетита (11), пикотита (12), магнетита (13).

1—3 — шпинелиды из кальцитовой жилы Северо-Восточного участка (1), кальцитовой жилы Центрального участка (2) и доломитовой жилы Юго-Западного участка (3). Черные пунктирные стрелки показывают изменение состава в отдельных зернах, серые стрелки — общую направленность изменения состава шпинелидов в породах.

Fig. 9. Compositions of spinels from calcite veins (a) and the dolomite vein (δ) plotted on the Pavlov classification diagram (Pavlov, 1949).



Рис. 10. Корреляционные диаграммы состава для шпинелидов из кальцитовых жил (a) и доломитовой жилы (б).

Условные обозначения на рис. 9.

Fig. 10. Correlation diagrams for spinels from calcite veins (a) and the dolomite vein ( $\delta$ ).



Рис. 11. Диаграммы Zn—Cr (a) и Zn—Al (б) для шпинелидов из кальцитовых жил и доломитовой жилы.

Условные обозначения на рис. 9.

Fig. 11. Zn-Cr (a) and Zn-Al (b) plots for spinels from calcite veins and the dolomite vein.

ем Fe<sup>2+</sup>/Fe<sup>3+</sup> (рис. 10) и низким значением Fe#, равным 0.11—0.13. Он имеет также низкое содержание MgO ( $\leq 0.52 \text{ мас.}\%$ ) и повышенные содержания ZnO (3.7—5.1 мас. %), TiO<sub>2</sub> (3.2—4.1 мас. %) и MnO (0.6—1.1 мас. %). Проявлена положительная корреляция между содержаниями Zn и Al (рис. 11,  $\delta$ ).

В зональных зернах шпинелидов как из кальцитовых, так и из доломитовой жил от центра к краю величина Сг# снижается (рис. 10), а Fe# — возрастает (табл. 2). В кальцитовых жилах феррихромит и хроммагнетит содержат повышенное количество TiO<sub>2</sub>, тогда как феррихромит и хроммагнетит из доломитовой жилы имеют низкое содержание TiO<sub>2</sub> и в целом более низкое отношение Fe<sup>2+</sup>/Fe<sup>3+</sup> (рис. 10, *a*, *б*; табл. 2).

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В кальцитовой жиле северо-восточной части территории титанистые феррихромит и хроммагнетит встречаются как в виде индивидуальных зерен, так и в виде реликтовых ядер в титаномагнетите. Это показывает, что первыми образовались хромшпинелиды, а затем происходила кристаллизация титаномагнетита ранней генерации (титаномагнетит I), который при субсолидусном окислении распадался на менее титанистый магнетит (титаномагнетит II) и ульвошпинель или ильменит (рис. 5). Повышенное содержание  $Cr_2O_3$  в титаномагнетите (табл. 2) свидетельствует о вероятном замещении ранней хромсодержащей фазы. Расчет температуры и фугитивности кислорода, при которых происходил распад твердого раствора титаномагнетита, на основе данных о содержании ульвошпинелевого минала в магнетите и гематитового минала в сосуществующем ильмените (Ghiorso, Sack, 1991), дал значения 970— 1000 °C и  $f_{O_2}$  около +0.5÷+0.7 QFM (Савельева и др., 2016). Соответственно, температура кристаллизации титаномагнетита I и титанистого хроммагнетита была около или выше этих значений.

При дальнейшем снижении температуры начинали кристаллизоваться флогопит и апатит, образующие в породе вкрапленники, а затем карбонат. В то же время происходило растворение титаномагнетита (рис. 4). Температуру начала кристаллизации вкрапленников флогопита можно оценить, основываясь на зависимости между содержанием Ті и отношением Mg/(Mg + Fe) в слюде от температуры (Henry et al., 2005): согласно расчетам, эта температура заключена в пределах от 710 до 790 °C.

Присутствие сегрегаций доломита среди кальцита и вростков доломита в кальците позволяет предполагать, что кристаллизовавшийся на ранней стадии карбонат представлял собой магнезиальный кальцит (Эпштейн, 1994). Одновременно с кальцитом продолжалась кристаллизация вкрапленников апатита и слюды, причем рост концентрации Fe в расплаве вследствие растворения титаномагнетита привел к тому, что вместо флогопита кристаллизовался биотит. На заключительной стадии кристаллизовались интерстициальный биотит, монацит-(Ce), длиннопризматический апатит, барит, магнетит, пирит. При охлаждении породы происходил распад магнезиального кальцита на кальцит и доломит. Наложенные деформации сопровождались перекристаллизацией кальцита и доломита с образованием сегрегаций доломита, образованием кальцитовых прожилков, частичным замещением биотита хлоритом и тальком, а ильменита рутилом. Гипергенные изменения выражаются в замещении оксидов железа и пирита гематитом и гётитом.

Присутствие в кальцитовой жиле в центральной части территории среди рудных минералов срастаний титанистого хроммагнетита с ильменитом также позволяет предполагать кристаллизацию на ранней стадии хромсодержащего титаномагнетита, возможно, заместившего хромшпинелид. Оценки температуры, полученные по Fe-Ti оксидному геотермометру (Ghiorso, Sack, 1991), не превышают 550°С и указывают на процессы окисления, связанные с динамометаморфизмом жилы.

Особенностью доломитовых жил юго-западной части территории является присутствие в них вкрапленников титанистого биотита и низкое содержание  $\text{TiO}_2$  в магнетите, что указывает на повышенную  $f_0$ , на ранней стадии кристаллизации (Buddington, Lindsley, 1964; Arima, Edgar, 1981). Температура кристаллизации вкрапленников биотита, согласно оценкам, полученным с помощью геотермометра Д. Генри и соавторов (Henry et al., 2005), составляла 775—758 °C.

Петрографическое изучение показывает, что в формировании минерального состава и облика жил в юго-западной части территории важную роль играл наложенный метаморфизм, сопровождавшийся воздействием флюидов. С деформациями ранней стадии связаны послойное замещение железистого доломита кальцитом с высвобождением Fe и Mg, перекристаллизация высокотитанистого биотита с образованием низкотитанистого более магнезиального биотита, некоторого количества титаномагнетита, магнетита, ильменита. Температура кристаллизации биотита краевых зон вкрапленников, оцененная с помощью геотермометра Д. Генри и соавторов (Henry et al., 2005), составляла 685—610 °C. Более поздние деформации и флюидное воздействие на породу в условиях зеленосланцевой фации обусловили частичное замещение биотита хлоритом, ильменита — рутилом, образование титанита, алланита-(Ce), эшинита-(Ce).

Выделяется три генерации хромшпинелидов (рис. 6, *в*). Наиболее поздняя, представленная каймой магнетита с вростками рутила и хлорита, образовалась при наложенном метаморфизме и флюидном воздействии на породу в условиях зеленосланцевой фации. Промежуточная генерация представлена сравнительно хорошо ограненными феррихромитом или хроммагнетитом, которые замещают субферриалюмохромит ранней генерации. Замещение связано с привносом Fe и сопровождается выносом Al и Ti (табл. 2, зерно 12). Возможно, что эта генерация образуется на ранней стадии метаморфизма жилы, в условиях амфиболитовой фации.

Более проблематичен генезис субферриалюмохромита. С учетом высокой температуры кристаллизации вкрапленников биотита (>750 °C) можно предположить, этот хромшпинелид кристаллизовался непосредственно из карбонатно-силикатного расплава. С другой стороны, субферриалюмохромит, в отличие от феррихромита и хроммагнетита из кальцитовой жилы, характеризуется высоким отношением  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  (рис. 10), указывающим на восстановительные условия, что не согласуется со стабильностью в породе титанистого биотита. Можно допустить, что реликты субферриалюмохромита представляют собой ксеногенный материал, возможно, мантийный, захваченный доломитовым расплавом.

От обычных хромшпинелидов из мантийных перидотитов (Barnes, Roeder, 2001; Kamenetsky et al., 2001; Arai et al., 2011) субферриалюмохромит отличается крайне низкой магнезиальностью, а также обогащенностью ZnO, MnO и TiO<sub>2</sub>. Такие изменения состава первичного магнезиального хромшпинелида могли произойти либо в результате реакций с высокотемпературным флюидом (Johan, Ohnenstetter, 2010), либо в результате наложенных гидротермальных процессов (Fanlo et al., 2015). Хромшпинелиды с повышенным содержанием Zn и низкими содержаниями Мg и Al были обнаружены во включениях в алмазах из кимберлитов (Meyer, Boyd, 1972). По мнению одних исследователей, они являются свидетельством метасоматических процессов в литосферной мантии (Силаев и др., 2008), согласно другой модели (Arai, Ishimaru, 2011). Zn-содержащий хромит, образовавшийся в процессе низкотемпературного изменения перидотитов, в составе серпентинитов погружался в зонах субдукции в мантию; при этом субдуцируемый СаСО<sub>3</sub> препятствовал взаимодействию Zn-содержащего хромита с богатыми Mg мантийными минералами.

Повышенное содержание Zn (до 4.6 мас. %) характерно и для хромшпинелидов из кальцитовых жил. Это обращает на себя внимание, поскольку в карбонатитах цинк обычно входит в состав сфалерита, образующегося чаще всего на поздней стадии сульфидной минерализации (Кухаренко и др., 1965; Карбонатиты, 1969). Возможно, повышенная концентрация Zn в хромшпинелидах указывает, что хромшпинелиды в жилах являются ксеногенными минералами.

Дополнительным критерием в пользу мантийного происхождения хромшпинелидов в карбонатных жилах Западного Прибайкалья могло бы быть присутствие в них других высокохромистых мантийных минералов. Имеющийся в настоящее время фактический материал не позволяет однозначно решить вопрос о генезисе хромшпинелидов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 17-05-00819) и РНФ (РНФ-18-17-00101).

Авторы выражают искреннюю признательность рецензенту, критические замечания которого позволили существенно улучшить качество статьи.

Гладкочуб Д. П., Донская Т. В., Эрнст Р., Мазукабзов А. М., Скляров Е. В., Писаревский С. А., Вингейт М., Седерлунд У. Базитовый магматизм Сибирского кратона в протерозое: обзор основных этапов и их геодинамическая интерпретация // Геотектоника. **2012**. № 4. С. 28—41.

Донская Т. В., Бибикова Е. В., Мазукабзов А. М., Козаков И. К., Гладкочуб Д. П., Кирнозова Т. И., Плоткина Ю. В., Резницкий Л. З. Приморский комплекс гранитоидов Западного Прибайкалья: геохронология, геодинамическая типизация // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 10. С. 1006—1016.

Капустин Ю. Л. Минералогия карбонатитов. Л.: Наука, 1971. 290 с.

Карбонатиты / Под ред. О. Таттла, Дж. Гиттинса. М.: Мир, 1969. 486 с.

Кухаренко А. А., Орлова М. П., Булах А. Г., Багдасаров Э. А., Римская-Корсакова О. М., Нефедов Е. И., Ильинский Г. А., Сергеев А. С., Абакумова Н. Б. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии (геология, петрология, минералогия и геохимия). М.: Недра, **1965**. 772 с.

Павлов Н. В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов // Тр. Ин-та геол. наук. Сер. руд. месторожд. **1949**. Вып. 103. № 3. С. 3—88.

Пожарицкая Л. К., Самойлов В. С. Петрология, минералогия и геохимия карбонатитов Восточной Сибири. М.: Наука, **1972**. 267 с.

Рипп Г. С., Дорошкевич А. Г., Бадмацыренов М. В., Карманов Н. С. Мантийные (?) ксенолиты в карбонатитах Северного Забайкалья // Геохимия. **2007**. № 6. С. 599—607.

Савельева В. Б., Базарова Е. П., Данилов Б. С. Новые проявления карбонатитоподобных пород в Западном Прибайкалье // Докл. РАН. 2014. Т. 459. № 4. С. 454—458.

Савельева В. Б., Демонтерова Е. И., Данилова Ю. В., Базарова Е. П., Иванов А. В., Каменетский В. С. Новый карбонатитовый комплекс в Западном Прибайкалье (юг Сибирского кратона): минеральный состав, возраст, геохимия и петрогенезис // Петрология. **2016**. Т. 24. № 3. С. 292—324.

Силаев В. И., Шабалин В. Н., Голубева И. И., Хазов А. Ф., Белоусова Е. А. О цинксодержащих и цинкистых хромшпинелидах Тимано-Уральского региона // Вестн. ИГ Коми НЦ УрО. **2008**. № 8. С. 6—16.

Устинов В. И., Рыбаков В. Г. К стратиграфии нижнего протерозоя центральной части Западного Прибайкалья / Стратиграфия докембрия региона Средней Сибири. Л.: Наука, **1983**. С. 60—65.

Эволюция южной части Сибирского кратона в докембрии / Под ред. Е. В. Склярова. Новосибирск: Изд-во СО РАН, **2006**. 367 с.

Эпштейн Е. М. Геолого-петрологическая модель и генетические особенности рудоносных карбонатитовых комплексов. М.: Недра, **1994**. 256 с.

### References

Arai S., Ishimaru S. Zincian chromite inclusions in diamonds: Possibility of deep recycling origin. J. Miner. Petrol. Sci. 2011. Vol. 106. P. 85–90.

Arai S., Okamura H., Kadoshima K., Tanaka C., Suzuki K., Ishimary S. Chemical characteristics of chromian spinel in plutonic rocks: Implications for deep magma processes and discrimination of tectonic setting. Island Arc. 2011. Vol. 20. P. 125–137.

Arima M., Edgar A. D. Substitution mechanisms and solubility of titanium in phlogopites from rocks of probable mantle origin. Contrib. Miner. Petrol. 1981. Vol. 77. P. 288–295.

Barnes S. J., Roeder P. L. The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks. J. Petrol. 2001. Vol. 42. No. 12. P. 2279–2302.

Buddington A. F., Lindsley D. H. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. J. Petrol. **1964**. Vol. 5. No. 2. P. 310—357.

Carbonatites. O. F. Tuttle, J. Gittins (eds). N. Y.: Interscience Publishers, 1966. 591 p.

Chakhmouradian A. R., Böhm C. O., Demény A., Reguir E. P., Hegner E., Creaser R. A., Halden N. M., Yang P. «Kimberlite» from Wekusko Lake, Manitoba: Actually a diamond-indicator-bearing dolomite carbonatite. *Lithos.* **2009**. Vol. 112S. P. 347—357.

Donskaya T. V., Bibikova E. V., Mazukabzov A. M., Kozakov I. K., Gladkochub D. P., Kirnozova T. I., Plotkina Yu. V., Reznitsky L. Z. Primorsky complex of granitoids of the Western Baikal Region: geochronology, geodynamic typification. Russian Geol. Geophys. 2003. Vol. 44. No. 10. P. 1006–1016 (in Russian). *Doroshkevich A. G., Wall F., Ripp G. S.* Calcite-bearing dolomite carbonatite dykes from Veseloe, North Transbaikalia, Russia and possible Cr-rich mantle xenoliths. *Miner. Petrol.* **2007**. Vol. 90. P. 19–49.

*Droop G. T. R.* A general equation for estimating  $Fe^{3+}$  concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineral. Mag.* **1987**. Vol. 51. No. 3. P. 431–435.

*Epstein E. M.* Geological and petrological model and genetic features of ore-bearing carbonatite complexes. Moscow: Nedra, **1994**. 256 p. (*in Russian*).

*Fanlo I., Gervilla F., Colás V., Šubías I.* Zn-, Mn- and Co-rich chromian spinels from the Bou-Azzer mining district (Morocco): Constraints on their relationship with the mineralizing process. *Ore Geol. Rev.* **2015**. Vol. 71. P. 82–98.

Gaspar J. C., Wyllie P. J. Magnetite in the carbonatites from the Jacupiranga Complex, Brazil. Amer. Miner. 1983. Vol. 68. P. 195–213.

*Ghiorso M. S., Sack R. O.* Fe—Ti oxide geothermometry: thermodynamic formulation and the estimation of intensive variables in silicic magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.* **1991**. Vol. 108. P. 485—510.

Gladkochub D. P., Donskaya T. V., Ernst R., Mazukabzov A. M., Sklyarov E. V., Pisarevsky S. A., Wingate M., Söderlund U. Basite magmatism of the Siberian Craton in the Proterozoic: a review of the main stages and their geodynamic interpretation. *Geotectonics*. **2012**. No. 4. P. 28–41 (*in Russian*).

*Henry D. J., Guidotti C/V., Thomson J. A.* The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *Amer. Miner.* **2005**. Vol. 90. P. 316–328.

Johan Z., Ohnenstetter D. Zincochromite from the Guaniamo river diamondiferous placers, Venezuela: evidence of its metasomatic origin. *Canad. Miner.* **2010**. Vol. 48. P. 501–514.

*Kamenetsky V. S., Crawford A. J., Meffre S.* Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks. *J. Petrol.* **2001**. Vol. 42. No. 4. P. 655–671.

Kapustin Yu. L. Mineralogy of carbonatites. Leningrad: Nauka, 1971. 290 p. (in Russian).

Kukharenko A. A., Orlova M. P., Bulakh A. G., Bagdasarov E. A., Rimskaya-Korsakova O. M., Nefedov E. I., Ilinsky G. A., Sergeev A. S., Abakumova N. B. The Caledonian complex of ultrabasic, alkaline rocks and carbonatites of Kola Peninsula and North Karelia (geology, petrology, mineralogy, and geochemistry). Moscow: Nedra, **1965**. 772 p. (*in Russian*).

*Lee M. J., Lee J. I., Moutte J.* Compositional variation of Fe-Ti oxides from the Sokli complex, northeastern Finland. *Geosci. J.* **2005**. Vol. 9. No. 1. P. 1—13.

Meyer H. O. A., Boyd F. R. Composition and origin of crystalline inclusions in natural diamonds. Geochim. Cosmochim. Acta. 1972. Vol. 36. P. 1255—1273.

*Nasir S., Al-Khirbash S., Rollinson H., Al-Harthy A., Al-Sayigh A., Al-Lazki A., Theye T., Massonne H.-J., Belousova E.* Petrogenesis of early cretaceous carbonatite and ultramafic lamprophyres in a diatreme in the Batain Nappes, Eastern Oman continental margin. *Contrib. Mineral. Petrol.* **2011**. Vol. 161. P. 47–74.

*Pavlov N. V.* The chemical composition of chrome-spinel in connection with the petrographic composition of rocks in ultrabasic intrusions. *Proc. Inst. Geol. Sci. Ser. Ore Deposits.* **1949**. Vol. 103. No. 3. P. 3–88 (*in Russian*).

Pozharitskaya L. K., Samoilov V. S. Petrology, mineralogy, and geochemistry of carbonatites of Eastern Siberia. Moscow: Nauka, **1972**. 267 p. (*in Russian*).

*Ripp G. S., Doroshkevich A. G., Badmatsyrenov M. V., Karmanov N. S.* Mantle (?) xenoliths in Northern Transbaikalia carbonatites. *Geochemistry.* **2007**. No. 6. P. 599–607 (*in Russian*).

Savelyeva V. B., Bazarova E. P., Danilov B. S. New manifestations of carbonatite-like rocks in the Western Baikal Region. Doklady Earth Sci. 2014. Vol. 459. No. 4. P. 454–458.

Savelyeva V. B., Demonterova E. I., Danilova Yu. V., Bazarova E. P., Ivanov A. V., Kamenetsky V. S. New carbonatite complex in the Western Baikal Region (south of the Siberian craton): mineral composition, age, geochemistry, and petrogenesis. *Petrology.* **2016**. Vol. 24. No. 3. P. 292–324.

Silaev V. I., Shabalin V. N., Golubeva I. I., Khazov A. F., Belousova E. A. About zinc-containing and zinc-rich chromospinelides of the Timan-Ural region. *Herald IG Komi Sci. Center UB.* **2008**. No. 8. P. 6–16 (*in Russian*).

*Smith C. B., Haggerty S. E., Chatterjee B., Beard A., Townend R.* Kimberlite, lamproite, ultramafic lamprophyre, and carbonatite relationships on the Dharwar Craton, India; an example from the Khaderpet pipe, a diamondiferous ultramafic with associated carbonatite intrusion. *Lithos.* **2013**. Vol. 182–183. P. 102–113. Stoppa F., Woolley A. R. The Italian carbonatites: field occurrence, petrology and regional significance. *Miner. Petrol.* **1997**. Vol. 59. P. 43–67.

*The evolution* of the southern part of the Siberian Craton in Precambrian. E. V. Sklyarov (ed.) Novosibirsk: Siberian Branch RAS, **2006**. 367 p. (*in Russian*).

*Ustinov V. I., Rybakov V. G.* Towards stratigraphy of the Lower Proterozoic of the central part of Western Baikal. In: *Precambrian stratigraphy of the Central Siberia region*. Leningrad: Nauka, **1983**. P. 60–65 (*in Russian*).

Wooley A. R., Church A. A. Extrusive carbonatites: A brief review. Lithos. 2005. Vol. 85. P. 1—14.
Woolley A. R., Kempe D. R. C. Carbonatites: nomenclature, average chemical compositions, and element distribution. In: Carbonatites: genesis and evolution. K. Bell (ed.). London: Unwin Hyman, 1989. P. 1—14.

Поступила в редакцию 7 февраля 2019 г.