

УДК 552.321.6+553.46

ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА СИНДЕФОРМАЦИОННОЙ СЕГРЕГАЦИИ ВЕЩЕСТВА ПРИ ОБРАЗОВАНИИ ДУНИТОВ (НА ПРИМЕРЕ ОФИОЛИТОВ КРАКА, ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Д.Е. Савельев¹, Е.В. Белогуб^{2,3}, И.А. Блинов², Д.А. Кожевников⁴, В.А. Котляров²

¹*Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа; savl71@mail.ru*

²*Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс*

³*Южно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миассе,*

⁴*Объединённый Институт ядерных исследований, г. Дубна, Московская обл.*

PETROLOGICAL EVIDENCES OF SYNDEFORMATION SEGREGATION OF CHROMITES DURING DUNITE FORMATION: EXAMPLE OF KRAKA OPHIOLITES, SOUTH URALS

D.E. Saveliev¹, E.V. Belogub^{2,3}, I.A. Blinov², D.A. Kozhevnikov⁴, V.A. Kotlyarov²

¹*Institute of Geology USC RAS, Ufa; savl71@mail.ru*

²*Institute of Mineralogy UB RAS, Miass*

³*South Urals State University, Miass branch, Miass*

⁴*Joint Institute for Nuclear Research, Dubna, Moscow district*

Приведены результаты структурно-петрологического и минералого-геохимического изучения хромитоносной зоны в шпинелевых перидотитах офиолитового массива Средний Крака на Южном Урале. Породы хромитоносной зоны характеризуются деформационными структурами и текстурами, обусловленными пластическим течением в условиях высоких температур и давлений. Наибольшей мобильностью обладали рудовмещающие дуниты, в которых деформация оливина происходила преимущественно по системе скольжения {0kl} [100]. Пластическое течение перидотитов привело к обособлению мономинеральных дунитовых прожилков и обогащённых пироксенами зон в их экзоконтактах. Пластическая деформация оливина сопровождалась образованием вдоль границ зёрен субмикронных нитевидных выделений хромшпинелидов, претерпевших в дальнейшем коалесценцию и сфероидизацию. Рентгено-томографические исследования показали, что уже в тонком дунитовом прожилке происходит увеличение количества хромшпинелидов (по сравнению с таковым в перидотите) и перераспределение рудных минералов. Приведены аргументы в пользу реоморфического механизма дифференциации вещества в мантийных ультрамафитах, приводящего к образованию хромитовых тел.

Илл. 12. Табл. 4. Библ. 72.

Ключевые слова: мантийные ультрамафиты, месторождения хрома, пластическая деформация, оливин, хромшпинелид, сегрегация, коалесценция, Крака, Южный Урал.

Results of structural and mineralogical studies of chromitite-bearing zone localized in spinel peridotites of the Middle Kraka ophiolite massif are presented. The rocks of the studied area are characterized by deformation structures, which are caused by plastic flow under high-PT conditions. Olivine in dunites was mostly deformed along the slide system of {0kl} [100]. The plastic flow of

the peridotites led to the formation of the dunite veins and zones. Plastic deformation of olivine was accompanied by the formation of fine thread-like chromites, which have further been coalesced. X-ray-tomographic studies showed that the increase in the Cr-spinel value and redistribution of ore minerals occurred even in thin dunite veinlets. Some arguments are provided in favor of rheomorphic differentiation of matter in the mantle, which caused the formation of chromite bodies.

Figures 12. Tables 4. References 72.

Key words: mantle ultramafic rocks, Cr deposits, plastic deformation, olivine, chromite, segregation, coalescence, Kraka, South Urals.

Введение

Происхождение дунитовых тел среди перидотитов офиолитовых комплексов – одна из наиболее важных проблем петрологии мантийных ультрамафитов, имеющая определяющее значение для понимания механизмов образования месторождений хрома, которые в офиолитах всегда приурочены к дунитам. На протяжении долгого времени ультраосновные породы офиолитовых комплексов рассматривались как дифференциаты магматического расплава (Логинов и др., 1940; Соколов, 1948; Кравченко, 1969; Павлов и др., 1979; Thayer, 1964; и др.). При обсуждении механизмов их образования обычно проводились параллели с расслоенными интрузиями платформенного типа. Резкие структурные и вещественные отличия между ними объяснялись лишь спецификой геодинамических условий их становления (Thayer, 1964; Greenbaum, 1977; Павлов, Григорьева-Чупрынина, 1973; и др.). Некоторые важные особенности строения офиолитовых ультрамафитов, в частности, большая мобильность наиболее тугоплавкой дунитовой минеральной ассоциации (оливин + хромит) по сравнению с перидотитами привели к кризису магматической гипотезы. По этой причине появились альтернативные модели – метасоматическая (Бакиров, 1963; Москалева, 1974; Савельев А., 1977; Варлаков, 1978; и др.), латераль-секреционная (Чашухин и др., 2007), реакционно-магматическая (Kelemen et al., 1995; Zhou et al., 1996; Батанова, Савельева, 2009; и др.), а также различные комбинированные варианты магматической гипотезы, включая механизмы смешения магм (Ballhaus, 1998; Matveev, Ballhaus, 2002; Lago et al, 1982; Leblanc, Ceuleneer, 1992; и др.). Все упомянутые гипотезы объединяет взгляд на мантийные ультрамафиты как преимущественно пассивную субстанцию, которая преобразуется главным образом геохимически при проработке её расплавами и/или флюидами.

Вместе с тем, многочисленными структурно-петрологическими исследованиями показано, что

мантийные ультрамафиты представляют собой типичные высокотемпературные тектониты, современный облик которых предопределён интенсивной пластической деформацией (Nicolas et al., 1971; Carter, 1976; Денисова, 1989, 1990; Щербаков, 1990; Чернышев, Юричев, 2013; и др.). Данные по анизотропии скорости сейсмических волн на мантийных глубинах приводят к выводу о наличии здесь потоков кристаллического вещества. Это заставляет предполагать, что наблюдаемые структурно-вещественные особенности ультрамафитов также были сформированы при вязко-пластическом подъёме внутри одного из таких потоков.

Данный подход к решению проблемы происхождения офиолитовых ультрамафитов развивается в ряде работ (Алимов, 1994; Савельев, 2013а; Савельев и др., 2008; Савельев, Федосеев, 2011; 2014; Селиванов, 2011; Чернышов, Юричев, 2013). Следует отметить, что на прямую взаимосвязь пластической деформации ультрамафитов с дифференциацией вещества в верхней мантии указывалось в работах отечественных исследователей ещё в 1980-е годы (Гончаренко, 1989; Кутолин, 1983), где приведены убедительные доказательства твёрдофазной сегрегации рудного вещества в ультраосновных породах. В предлагаемой статье представлен новый фактический материал, свидетельствующий о реальности процессов реоморфической сегрегации мантийного вещества на микро- и макроуровнях, приводящих к образованию дунитовых тел.

Объект и методика исследований

В настоящей работе излагаются результаты, полученные при детальном изучении участка месторождения № 33, расположенного в восточной части массива Средний Крака (рис. 1). Участок исследований характеризуется: 1) хорошей обнажённостью территории, вскрытой при опытно-технологическом опробовании хромитов; 2) небольшими размерами месторождения, позволяющими на коротком расстоянии наблюдать переходы от перидотитов к рудовмещающим дунитам и хромитовым

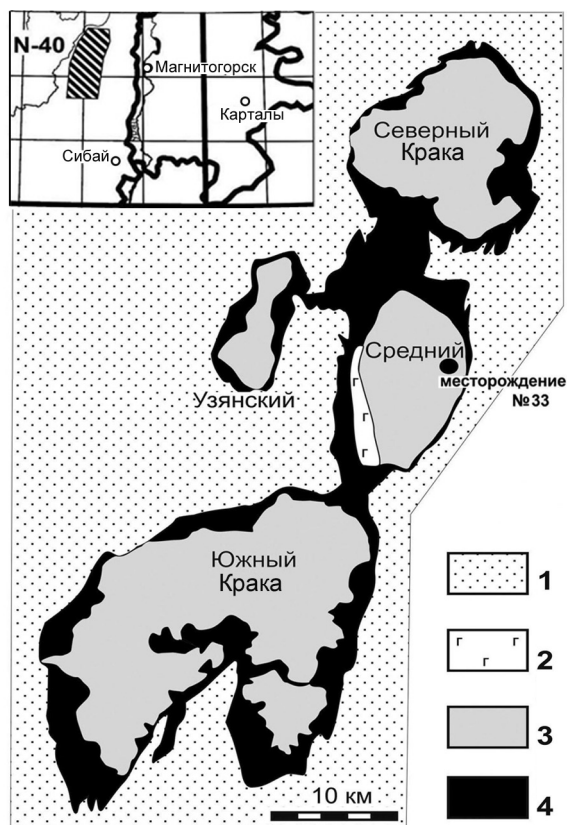


Рис. 1. Массивы Крака и положение изученного участка (по: Савельев, 2013б; 2014).

1 – осадочные и вулканогенно-осадочные породы Зилаирского мегасинклиория; 2 – габбро, верлиты и клинопироксениты («габброидный комплекс»); 3 – шпинелевые перидотиты с подчинёнными дунитами («реститовый ультрабазитовый комплекс»); 4 – серпентинитовый меланж.

Fig. 1. Kraka massifs and location of the studied area after (Савельев, 2013б; 2014).

1 – sedimentary and volcanosedimentary rocks of Zilaire megasinclorium; 2 – gabbros, verlites and clinopyroxenites («gabbroid complex»); 3 – spinel peridotites with subordinate dunite («restite ultramafic complex»); 4 – serpentinite mélange.

рудам; 3) развитием на данном участке, наряду с рудовмещающим дунитовым телом, многочисленных прожилков дунитов в перидотитах, которые фиксируют начальные стадии процесса образования дунитов; 4) присутствием в месторождении нодулярных хромовых руд, генезис которых часто а priori рассматривается как магматический (Павлов, Григорьева-Чупрынина, 1973; и др.). Для анализа директивности выделений минералов использованы ориентированные шлифы.

Для изучения 3D-структуры дунитового прожилка были применены методы рентгеновской

томографии. Сканирование проводилось на микро-томографе MARS (производство Новой Зеландии) в Лаборатории ядерных проблем Объединенного института ядерных исследований (г. Дубна Московской обл.) с трубкой SB-120 (источником рентгеновского излучения) при пиковом напряжении 120 кВ и токе 350 мкА. Реконструкция производилась с помощью программного обеспечения Ocorpus, а 3D-визуализация – программы Voreen 4.4. Петро-структурные исследования образцов проведены по известной методике (Саранчина, Кожевников, 1985). Дислокационная структура оливина изучалась при помощи методики окислительного декоорирования дислокаций (Kohlstedt et al., 1976) путём нагрева образцов на воздухе при температуре 850 °С с выдержкой в течении часа.

Электронно-микроскопические исследования проведены в Институте минералогии УрО РАН (г. Миасс) на сканирующих электронных микроскопах РЭММА-202М и Vega3 Tescan с ЭДА. При определении состава минералов использованы эталоны (MINM25-53, Astimex Scientific Limited, набор стандартов № 01-044, набор стандартов № 1362, Micro-analysis consultants LTD); для оливина и серпентина – оливин; для хромшпинелидов – гематит (Fe, O) (о. Эльба, Италия), периклаз синтетический (Mg), синтетический Al_2O_3 (Al) и металлические Cr, Mn, Ti, Ni. Определение кристаллографической ориентации выделений хромшпинелида в матрице оливина проведено на универсальном столике Фёдорова. Расчёт температур оливин-хромшпинелевого равновесия проведён с использованием геотермометров (Ballhaus et al., 1991; Ono, 1983; Faries, 1979; O'Neill et al., 1987).

Геолого-структурная и петрографическая характеристика разреза

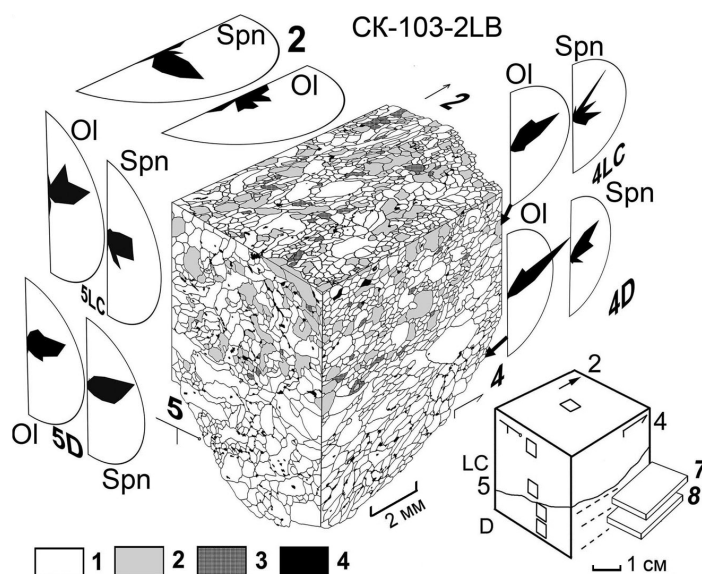
Геологическая структура массивов Крака была детально изучена (Денисова, 1989; 1990; Савельева, 1987; и др.). Проведённый этими авторами геометрический анализ плоскостных и линейных структур массивов с привлечением результатов петроструктурных исследований позволил установить повсеместное распространение в ультрамафитах деформационных структур, свидетельствующих о формировании массива в результате преимущественно послойного пластического течения, сопровождавшегося складкообразованием (Денисова, 1990). Мантийное происхождение дунит-перидотитовой полосчатости, минеральной

Рис. 2. Зона контакта дунита (D) с перидотитом (LC) и ориентировка в них зёрен оливина и хромшпинелида.

1 – оливин, 2 – ортопироксен, 3 – клинопироксен, 4 – хромшпинелид. Цифры соответствуют номерам шлифов, квадратами обозначены места определения состава минералов.

Fig. 2. Contact zone between dunite (D) and peridotite (LC) and orientation of olivine and chromite grain.

1 – olivine; 2 – orthopyroxene; 3 – clinopyroxene; 4 – chromite. Numbers correspond to numbers of thin polished section, squares correspond to areas of SEM analysis of minerals.



сланцеватости и линейности доказывалось тем, что элементы структуры образованы первичными минералами без участия водных силикатов.

В геологическом строении изученного нами участка преимущественно распространены шпинелевые перцолиты и диопсидсодержащие гарцбургиты. В перидотитах залегает небольшое дунитовое тело мощностью 2–5 м, вмещающее тела массивных и нодулярных хромитов. Зона перехода от перидотитов к дунитам резкая (рис. 2). Для перидотитов непосредственно вблизи контакта с дунитами характерно значительное увеличение содержания пироксена с 15–18 об. % в перидотитах на удалении от тела дунитов до 25–30 об. % вблизи дунитов. В образце СК-103-2LB, характеризующем контакт перидотита с апофизой тела дунитов, зона контакта перидотита с 30 об. % пироксена с практически мономинеральным дунитом составляет всего 1 см (рис. 3). Следует отметить, что на контакте с дунитовыми телами обогащение ортопироксеном перидотитов – распространённое явление (Савельев и др., 2008; Савельева и др., 2008).

Кроме основного рудовмещающего тела дунитов, на восточном фланге месторождения встречаются маломощные (0.5–5 см) прожилки дунитов, ответвляющиеся от основной залежи. Шпинелевые перидотиты и рудовмещающие дуниты обладают преимущественно порфирированной структурой, обусловленной наличием зёрен оливина и ортопироксена двух групп размерности.

Несмотря на довольно значительную степень серпентинизации изученных образцов ультрамафитов (от 30 до 60 %), во всех случаях она носит «квазистатический» характер, о чём говорит отсут-

ствие смещений первичных высокотемпературных полос скольжения в оливине прожилками петельчатого серпентина (рис. 4а, б). Крупные выделения оливина (более 1.5 мм) всегда обладают развитой субзёрненной структурой. Субграницы характеризуются неодинаковой чёткостью и могут разделять блоки как изометричной, так и удлинённой формы. Разориентировка на границах субзёрен составляет от первых градусов до 15–20°. Происхождение субграниц различно: полосы сброса являются «геометрически необходимыми» при аккомодации деформации в случае недостатка в пяти независимых системах скольжения (критерий фон Мизеса) (Николя, 1992; Чернышов, 2001; и др.). Другие субграницы образованы стенками дислокаций при переползании последних в ходе полигонизации. В предельном случае оливин полигонизируется на больших участках, формируя непрерывный матрикс субзёрненного строения, в который могут быть включены более мелкие зёрна оливина, пироксенов и хромшпинелидов.

Мелкие зёрна оливина (0.2–1 мм) обладают более однородным строением. Образование их связано с динамической рекристаллизацией оливина, которая может быть как межзерновой, так и внутризерновой (Carter, 1976). В первом случае зарождение новых зёрен, свободных от дефектов, происходит на границах интенсивно деформированных первичных зёрен, во втором случае – в наиболее дефектных участках внутри деформированных зёрен. В последнем случае внутри крупных зёрен оливина образуются участки с иной ориентировкой (псевдопйкилитовые включения «оливин в оливине») (Савельев, Федосеев, 2011). Образование по-

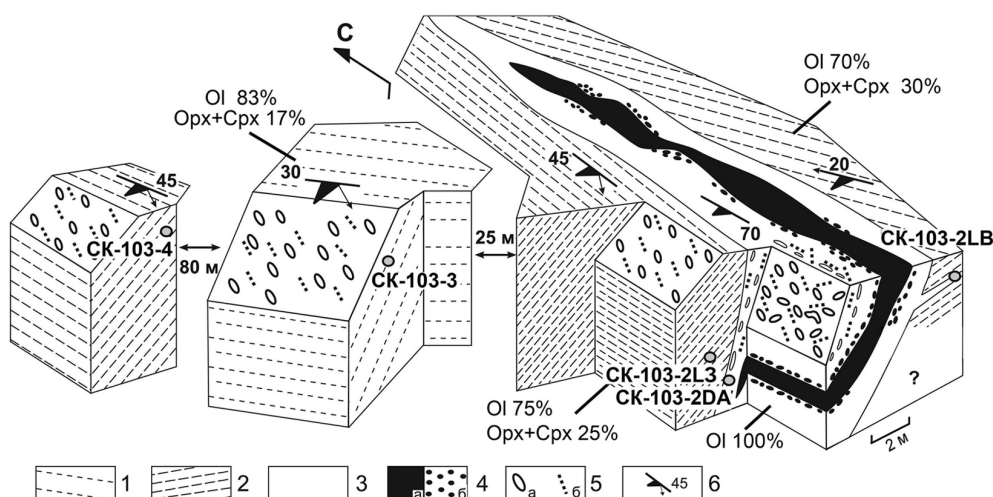


Рис. 3. Геологическое строение участка месторождения № 33 (по: Савельев, 2013б; 2014).

1–2 – шпинелевые перидотиты с различным содержанием ортопироксена (1 – < 20 %, 2 – > 20 %), 3 – дуниты; 4 – хромититы массивные (а) и нодулярные (б); 5 – ориентировка зёрен оливина (а) и агрегатов хромшпинелидов (б) на плоскостях сланцеватости; 6 – направление линейности и уплощённости минералов. Здесь и далее: Ol – оливин, Spn – хромшпинелид, Орх – ромбический пироксен, Срх – моноклинный пироксен, LC – перидотит, D – дунит.

Fig. 3. Geological structure of the area of the deposit No 33 after (Савельев, 2013б; 2014).

1–2 – spinel peridotites with various amount of orthopyroxene (1 – < 20 %, 2 – > 20 %); 3 – dunites; 4 – massive (a) and nodular (b) chromitites; 5 – orientation of olivine grains (a) and chromite aggregates (b) on schistosity plains; 6 – direction of linearity and mineral flatness. Here and hereafter: Ol – olivine, Spn – chromite, Орх – orthopyroxene, Срх – clinopyroxene, LC – peridotite, D – dunite.

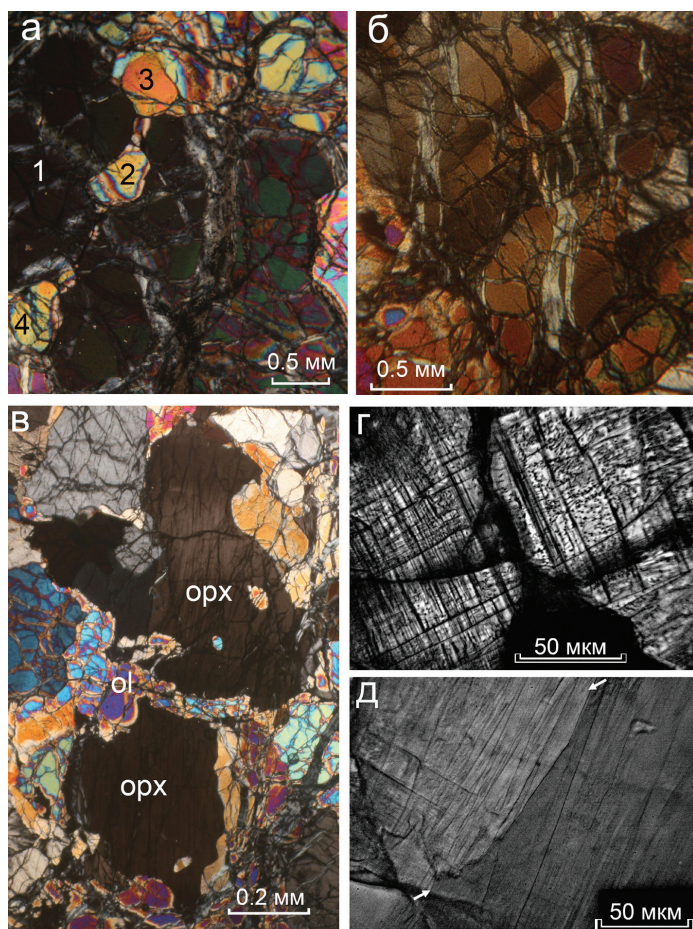


Рис. 4. Деформационные микроструктуры в шпинелевом перидотите CK-103-2LB.

а – рекристаллизованные зёрна оливина (2–4) в зерне первичного оливина (1); б – полосы деформации в оливине (светлые); в – квазихрупкий разрыв зерна ортопироксена; г – две взаимно перпендикулярные системы полос скольжения (cross-slip) в оливине; д – параллельные и наклонная (отмечена белыми стрелками) полосы скольжения в оливине, блоки кристалла повернуты на небольшой угол относительно наклонной полосы скольжения.

Шлифы, с анализатором (а–в) и без анализатора (г, д). Образец подвергнут термическому травлению по (Kohlstedt et al., 1976).

Fig. 4. Deformation microstructures of spinel peridotite CK-103-2LB.

а – recrystallized olivine grains (2–4) in primary olivine grain (1); б – deformation bands in olivine (light); в – quasi-brittle fracture of orthopyroxene grain; г – two perpendicular slip systems (cross-slip) in olivine; д – parallel and inclined (marked by white arrows) slip bands in the olivine, blocks of crystals are rotated for a small angle relatively to the inclined slip band.

Thin polished sections with (a–v) and without (г–д) analyzer. The sample was thermally treated after (Kohlstedt et al., 1976).

добных включений может происходить на полосах сброса по механизму «ротационной рекристаллизации» (Poigier, 1985), как показано на рисунке 4а: в крупном зерне оливина (1) вдоль полосы сброса образовались новые зёрна 2–4. Более детально внутренняя структура зёрен оливина выявляется при декорировании дислокаций методом окислительного термического травления (см. рис. 4г, д).

В изученных образцах фиксируется высокая плотность дислокаций, многочисленные полосы скольжения, сопровождающиеся образованием наклонных полос (см. рис. 4д), а также поперечное скольжение (см. рис. 4г), что характерно для материалов с высокими значениями энергии дефекта упаковки.

Ортопироксен в шпинелевых перидотитах представлен также двумя типами зёрен – крупными (более 1.2 мм) и мелкими (0.2–0.7 мм). Для крупных зёрен наиболее характерны изометричные очертания и отчётливые следы хрупко-пластической деформации, которая отражена в неодно-

родном погасании, изгибе плоскостей спайности, образовании кинк-бандов. Мелкие выделения образованы в результате динамической рекристаллизации и преимущественно развиты по периферии более крупных первичных зёрен.

В изученных образцах выявлены предпочтительные оптические ориентировки зёрен оливина (рис. 5). Для образца шпинелевого перидотита СК-103-4, отобранного на удалении от хромитонесной зоны, характерна довольно отчётливая петроструктура типа А (Karato et al., 2008), обусловленная внутризерновым скольжением оливина по системе (010) [100] и характеризующая деформацию в безводных условиях при относительно низкой величине стресса (< 400 МПа). Вблизи хромитонесной зоны, в образцах СК-103-3 и СК-103-2L3, зафиксированы близкие петроструктурные узоры, характеризующиеся относительно чёткими максимумами оси $N_g \parallel [100]$, согласующимися с направлением линейности и формированием поясов направлений

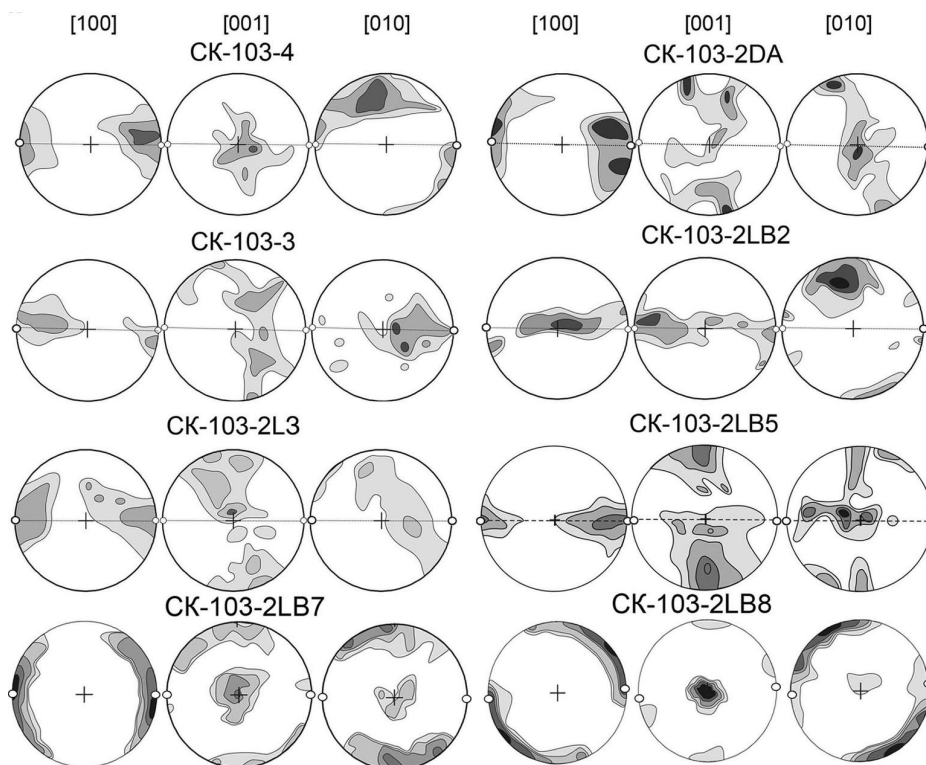


Рис. 5. Петроструктуры ультрамафитов месторождения № 33, приведённые к стандартному виду «методом поворота».

Проекция на верхнюю полусферу сетки Вульфа (более 100 зёрен для каждого сечения). L – линейность (мелкие кружки), S – проекция минеральной сланцеватости (пунктир). Для шлифов СК-103-2LB7 и СК-103-2LB8 плоскость минеральной сланцеватости параллельна плоскости проекции.

Fig. 5. Petrostructures of ultramafic rocks of the deposit No. 33, reduced to the standard view by «rotation» method.

Projection to the upper hemisphere of the Wolf mesh. More than 100 grains were studied for each thin section. L – linearity (small circles), S – projection of mineral schistosity (dotted line). For the thin sections CK-103-2LB7 and CK-103-2LB8, the plain of mineral schistosity is parallel to the projection plain.

[001] и [010] в плоскости, перпендикулярной минеральной сланцеватости и полосчатости. В образце СК-103-3 заметно проявлено растягивание проекций осей Ng и Nr в плоскости полосчатости. Считается, что такой рисунок характерен для образцов, в которых интенсивно проявлена рекристаллизация (Щербаков, 1990). В околорудных дунитах фиксируется отчётливая петроструктура типа D, вызванная внутризерновым скольжением оливины по системе $\{0kl\}[100]$ с максимумами высокой интенсивности. На восточном фланге дунит-хромититовой зоны в перидотите СК-103-2LB встречен В-тип петроструктуры, отличающийся от всех рассмотренных тем, что с линейностью совпадает ось Nm индикатрисы. Данный тип петроструктуры обычно связан с деформацией поликристаллического оливина в условиях повышенного содержания воды и/или высокого общего давления (Karato et al., 2008; Castelnau et al., 2010 и др.). В том же образце, но в срезе, содержащем дунитовый прожилок (шл. СК-103-2LB5), зафиксирован переходный тип петроструктуры от типа В к типу D, характерному для рудовмещающих дунитов.

Образец СК-103-2LB, отобранный в 2 м восточнее дунитового тела, примечателен тем, что в нём совмещены перидотит и большая часть тонкого (3–4 см) дунитового прожилка. В отличие от рудовмещающего дунита и перидотита СК-103-2L3, главная структурная плоскость данного образца ориентирована согласно контакту между дунитом и перидотитом с аз. пад. $270^\circ \angle 10\text{--}15^\circ$. Петрографический состав перидотитовой части образца в целом сходен с таковым образца СК-103-2L3: для обоих характерно повышенное содержание пироксенов – до 30 % объёма. Структурное отличие заключается в том, что минеральная уплощённость и линейность в образце СК-103-2LB подчёркивается расположением и морфологией зёрен хромшпинелидов, а не оливином (см. рис. 3), который, при изучении шлифов, изготовленных во взаимно перпендикулярных направлениях, практически не обнаруживает линейности (шл. СК-103-2LB2) и уплощённости (шл. СК-103-2LB4).

Во всех шлифах, изготовленных из образца СК-103-2LB, отмечены признаки высокотемпературных деформаций породообразующих минералов и в дуните, и в перидотите. Кроме того, в шлифе СК-103-2LB2 отмечаются «напряжённые» взаимоотношения оливина и ортопироксена, выраженные в квазихрупком разрыве зёрен ортопироксена и внедрении в ослабленные зоны фрагментированного

оливина (см. рис. 4в). Ортопироксен не обнаруживает предпочтительной морфологической ориентировки зёрен в пространстве, но для него характерна агрегатная ориентировка в плоскости минерального уплощения и в направлении линейности.

Рентгено-томографическое исследование образца СК-103-2LB показало, что, по сравнению с перидотитовым матриксом, в дунитовом прожилке увеличено содержание хромшпинелидов (рис. 6). Распределение хромшпинелидов неравномерное, они образуют цепочки или линзочки, а также отдельные более крупные зёрна с неровными очертаниями, уплощённые параллельно контакту перидотита и дунита.

В дунитовом прожилке в плоскости, параллельной контакту дунита и перидотита (шл. СК-103-2LB7, СК-103-2LB8, СК-103-2LB10), были обнаружены выделения хромшпинелидов, приуроченные преимущественно к границам зёрен оливина, реже – к субзёрненным (малоугловым) границам (рис. 7, 8). Из-за значительной серпентинизации пород большая часть выделений хромшпинелидов отделена от оливинового матрикса серпентиновой оторочкой; часть из выделений в той или иной мере замещена магнетитом, связанным с серпентинизацией, – полностью превращена в магнетит или имеет тонкую магнетитовую кайму. Поэтому при электронно-микроскопических исследованиях основной целью был поиск как самых мелких выделений хромшпинелидов, так и выделений, заключённых в неизменённом оливине.

Локализация, ориентировка и морфология выделений хромшпинелидов закономерно изменяется по мере увеличения их размера. Наиболее тонкие выделения имеют игольчатую форму при длине 5–10 мкм и толщине менее 1 мкм. Они расположены в объёме зёрен оливина вдоль оси [010] (см. рис. 8б). Аналогичная ориентировка игольчатых выделений хромшпинелидов в оливине была установлена в ультрамафитовых ксенолитах архипелага Бисмарка (Папуа Новая Гвинея) (Franz, Wirth, 2000).

Более крупные выделения хромшпинелидов длиной 15–20 мкм и толщиной первые микроны преимущественно располагаются вдоль большеугловых границ зёрен оливина, реже вдоль малоугловых границ субзёрен оливина (см. рис. 8б). В редких случаях подобные выделения встречались внутри зёрен оливина и имели резко отличающуюся ориентацию по сравнению с игольчатыми выделениями – длинной стороной они всегда ориентированы вдоль направления [100] оливина-хозяина (Савельев, Блинов, 2015). Такие выделения обычно

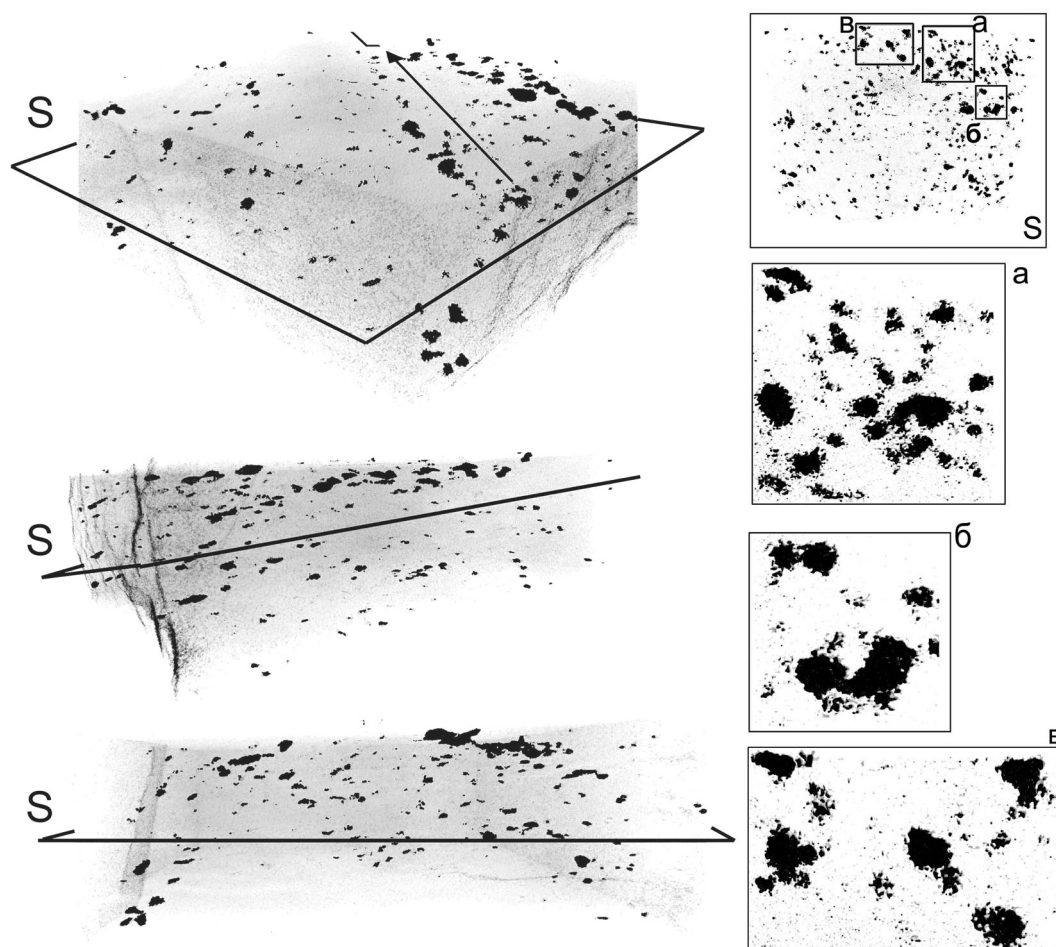


Рис. 6. Объёмные изображения дунитового прожилка (слева) и детали строения хромшпинелидовых агрегатов (чёрное) в плоскости минеральной уплотнённости (S) образца СК-103-2LB.

Fig. 6. Three-dimensional view of the dunite veinlet (left) and the details of chromite aggregate (black) in the mineral schistosity plain (S), which is parallel to the dunite-peridotite contact (right).

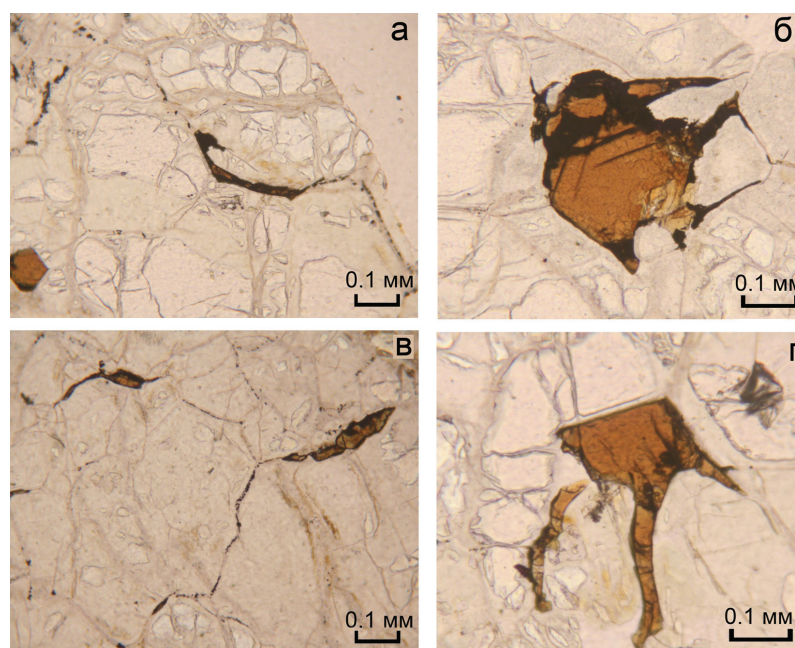


Рис. 7. Нитевидные (слева) и коалесцирующие (справа) выделения хромшпинелида на границах пластически деформированных зёрен оливина в дуните.

Образец СК-103-2LB, шлиф СК-103-2LB7, проходящий поляризованный свет.

Fig. 7. Thread-like (left) and coalescent (right) chromites at the boundary of plasticly deformed olivine grains in dunite.

Sample CK-103-2LB, thin section CK-103-2LB7. Polarized transmitted light.

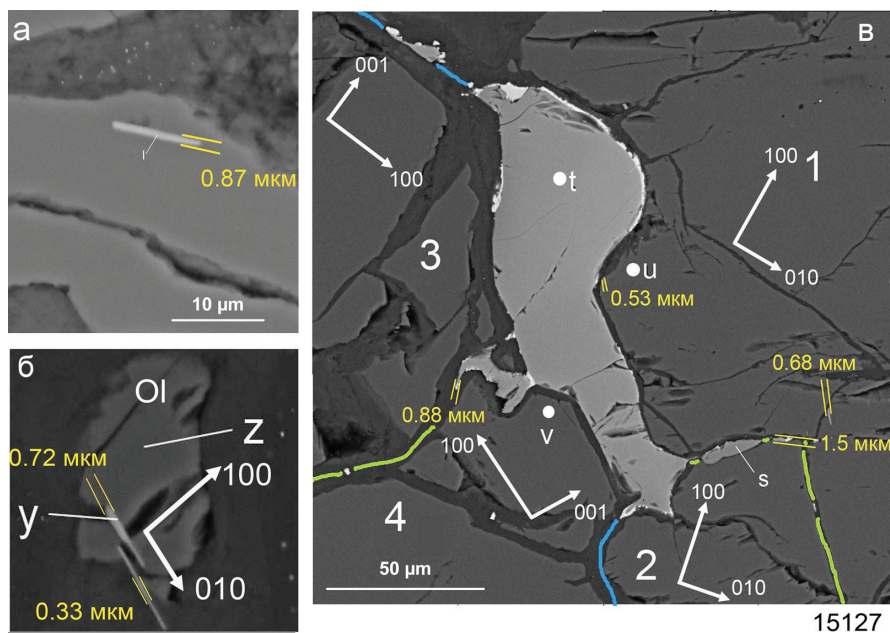


Рис. 8. Первичные игольчатые (а, б) и коалесцирующие (в) выделения хромшпинелида в оливине.

а – единичное и б – параллельные игольчатые выделения хромшпинелида; в – сложное коалесцирующее выделение хромшпинелида на границе нескольких зерен оливина (помечены цифрами 1–4), тонкие апофизы локализованы на субзеренных границах. Цветом выделены субзеренные границы. BSE-фото.

Fig. 8. Primary acicular (a, б) and coalescenting (в) chromites in olivine.

а – single and б – parallel acicular chromites; в – complex coalescent chromite grain at the boundary between several olivine grains (numbers 1–4), the thin apophyses are located along the grain boundaries. The grain boundaries are marked in color. BSE photo.

фиксируются как «апофизы» крупных хромшпинелидов величиной 50–200 микрон (см. рис. 8в). В крупных выделениях хромшпинелидов часто сочетаются кристаллографически ограниченные участки с участками сложных очертаний (см. рис. 7б, г). Укрупнение выделений хромшпинелидов иногда ведёт к «захвату» ими фрагментов оливинового матрикса (Савельев, 2014; Савельев, Кожевников, 2015); подобный «захват» показан на рисунке 9а–в, а уже захваченные «пойкилитовые включения» оливина, соизмеримые по размерам с минералом-хозяином, – на рисунке 9г.

Состав минералов

Оливин в изученных образцах относительно стабилен по составу. Доля форстеритового минала (Fo) изменяется от 0.89 в перидотитах до 0.93 в околорудных дунитах. Минимальные значения этого показателя характерны для перидотитов с высоким содержанием пироксенов в непосредственной близости к рудной зоне (обр. СК-103-2L3). В перидотитах восточного фланга в пойкилитовых включениях в хромшпинелидах (обр. СК-103-2LB) оливин наиболее магнезиальный, с повышенным содержанием Cr_2O_3 (до 0.24 мас. %) и миним-

мальным – NiO. В перидотитах содержится 0.25–0.45 мас. % NiO, в дунитах – 0.35–0.72 мас. %. Содержания MgO и NiO в оливине не коррелируют между собой (рис. 10; табл. 1).

Ортопироксен в изученных образцах соответствует энстатиту с долей ферросилита 0.07–0.10 (табл. 2, ан. 1–5). Наименее глинозёмистые составы ортопироксена (< 1 мас. % Al_2O_3) зафиксированы в перидотитах, отобранных на удалении от рудной зоны (обр. СК-103-4). Более глинозёмистые составы (2.09–4.41 мас. % Al_2O_3) характерны для ортопироксенов из перидотитов, непосредственно примыкающих к рудовмещающим дунитам (обр. СК-103-2L3 и СК-103-2LB). Содержание CaO в целом положительно коррелирует с глинозёмистостью минералов – с минимальными значениями в обр. СК-103-4 (0.29–0.37 мас. %) и увеличиваясь в направлении к рудной зоне (0.46–1.0 мас. %).

Большинство примесных компонентов (TiO_2 , Na_2O , MnO) в ортопироксене содержится в количествах, не превышающих предел обнаружения электронного микроскопа, и лишь для Cr_2O_3 получены значимые цифры. В перидотитах на удалении от рудной зоны фиксируется контрастное распределение – от следовых количеств до 0.69 мас. %.

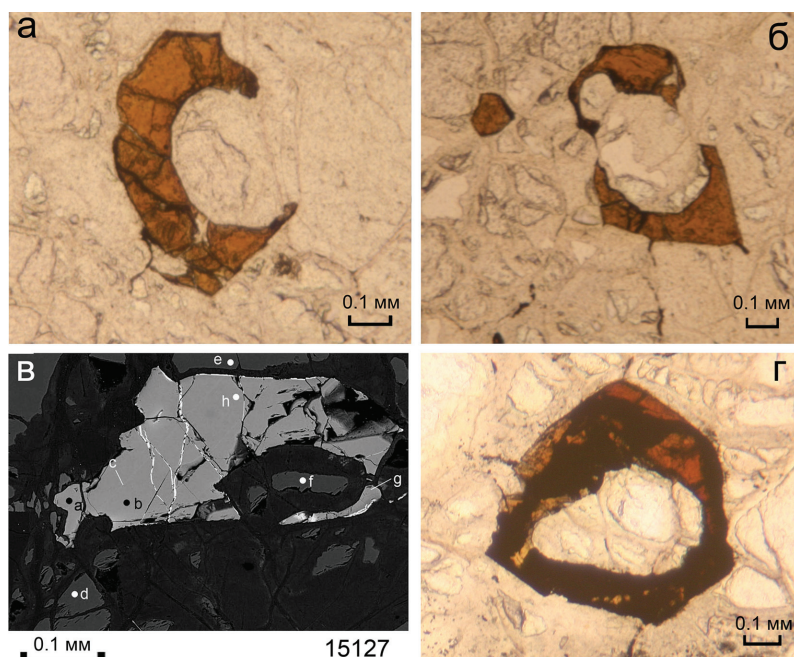


Рис. 9. «Захват» оливинового матрикса зёрнами хромшпинелидов.

а, б, г – шлифы, проходящий свет; в – BSE-фото.

Fig. 9. «Capture» of olivine matrix by chromite grains.

а, б, г – thin sections, transmitted light, в – BSE photo.

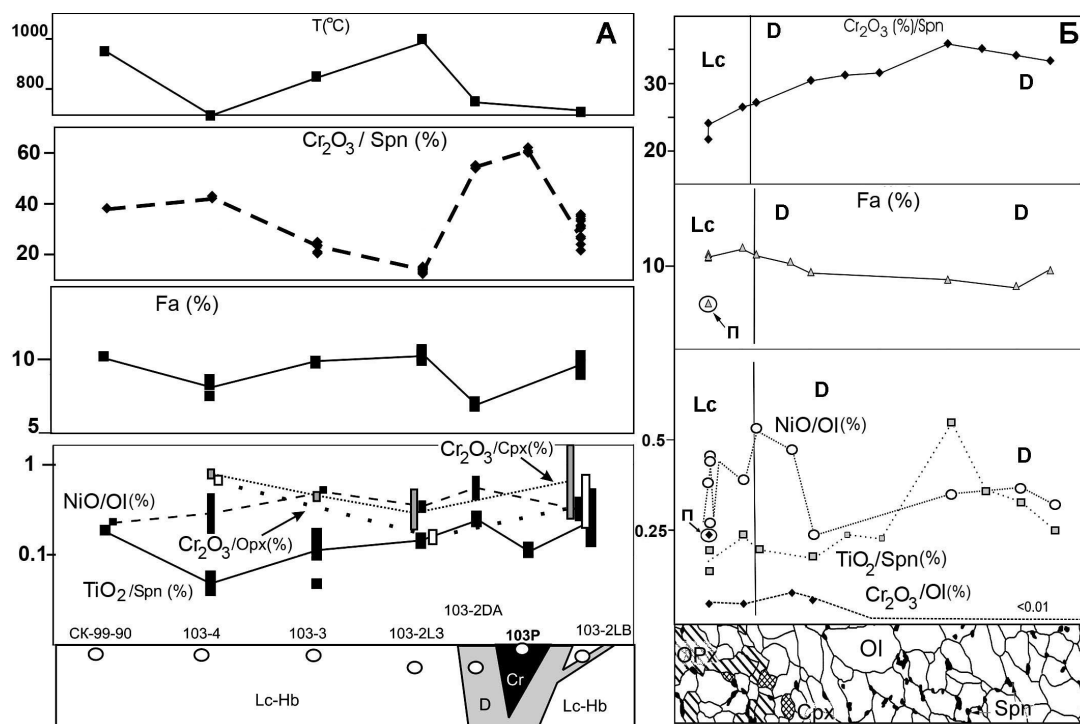


Рис. 10. Вариации состава минералов (мас. %) и температур оливин-хромшпинелевого равновесия вкост хромитоносной зоны месторождения № 33 (А) и в зоне контакта перидотита с дунитовым прожилком в образце СК-103-2LB (Б). По данным (Савельев и др., 2014).

T ($^{\circ}\text{C}$) – средняя температура по данным оливин-хромшпинелидовых геотермометров; Fa – содержание фаялитовой молекулы в оливине; Lc-Hb – лерцолиты и горнблендиты, Cr – хромититы, 103P – массивные хромититы, П – пойкилитовое включение оливина (Ol) в хромшпинелиде (Spn); Cpx – клинопироксен, OpX – ортопироксен.

Fig. 10. Variation in composition (wt. %) of minerals and temperatures of olivine-chromite equilibrium across the chromite-bearing zone of the deposit No. 33 (A) and at the contact zone between peridotite and dunite veinlet in sample CK-103-2LB (B) after (Савельев и др., 2014).

T ($^{\circ}\text{C}$) – average temperature according to olivine-chromite geothermometers, Fa – fayalite content of olivine, Lc-Hb – lherzolite and hornblende, Cr – chromites, 103P – massive chromites, П – poikilitic inclusion of olivine (Ol) in chromite (Spn); Cpx – clinopyroxene, OpX – orthopyroxene.

Таблица 1

**Средние составы (мас. %) оливина из образцов ультрамафитов
месторождения № 33**

Table 1

Average composition (wt. %) of olivine from ultramafic rocks of the deposit No 33

№ обр.	СК-99- 90	СК-103- 4	СК-103- 3	СК-103- 2L3	СК-103- 2DA	СК-103- 2LB-2	СК-103- 2LB-5	СК-103- 2LB-7	СК-103- 2LB-8
<i>n</i>	1	3	2	9	4	4	7	11	11
SiO ₂	41.93	40.68	40.76	40.72	40.79	40.75	40.72	41.56	41.53
FeO	10.22	8.06	9.60	10.05	6.90	9.56	9.60	8.67	8.46
MnO	0.17	0.23	0.20	0.23	0.24	0.36	0.37	0.05	0.09
MgO	49.48	50.20	48.54	48.29	50.95	48.41	48.56	49.48	49.56
Cr ₂ O ₃	–	0.12	0.07	0.08	0.07	0.09	0.03	0.05	0.05
NiO	0.23	0.30	0.50	0.34	0.53	0.39	0.38	0.38	0.38
Сумма	102.03	99.60	99.66	99.71	99.47	99.54	99.66	100.20	100.07
Коэффициенты формул (на 3 катиона)									
Si	1.010	0.994	1.004	1.004	0.993	1.005	1.003	1.014	1.014
Fe	0.205	0.164	0.197	0.207	0.140	0.197	0.197	0.177	0.172
Mn	0.004	0.006	0.005	0.006	0.006	0.009	0.009	0.001	0.002
Mg	1.777	1.829	1.783	1.776	1.850	1.781	1.783	1.800	1.804
Cr	–	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	<0.001	0.001	<0.001
Ni	0.004	0.006	0.010	0.007	0.010	0.008	0.008	0.008	0.008
O	4.011	3.997	4.006	4.007	3.996	4.009	4.006	4.015	4.015
Fo, %	0.90	0.918	0.900	0.896	0.930	0.900	0.900	0.911	0.913

Примечание. Fo – форстерит. Здесь и далее: прочерк – ниже предела обнаружения; *n* – количество анализов.

Note. Fo – forsterite. Here and hereafter, dash means below detection limit; *n* – number of analyses.

Более равномерное распределение Cr₂O₃ выявлено в ортопироксенах перидотитов, примыкающих к рудовмещающим дунитам. В образце СК-103-2L3 установлены невысокие концентрации Cr₂O₃ (0.18–0.26 мас. %), а в перидотитах восточного фланга (обр. СК-103-2LB) содержание Cr₂O₃ повышается до 0.23–0.76 мас. % при среднем значении 0.55 мас. %.

Клинопироксен в изученных перидотитах представлен диопсидом, состав которого в целом типичен для офиолитов. Для него характерны низкие содержания ферросилитового компонента, титана и глинозема (см. табл. 2, ан. 6–12). Отмечается значимое отличие в составах клинопироксенов из перидотитов, удалённых от рудоносной зоны (обр. СК-103-3 и СК-103-4), и перидотитов, примыкающих к дунитовому телу (обр. СК-103-2L3 и СК-103-2LB). Для двух последних образцов характерны более высокие содержания Al₂O₃ и Na₂O, а также экстремальные концентрации Cr₂O₃ (см. табл. 2, ан. 11–12). В клинопироксенах, удалённых от рудной зоны, содержание Cr₂O₃ составляет 0.44–0.78 мас. %, но снижается в образце СК-103-2L3 до среднего значения 0.26 мас. %, а в перидотитах восточного фланга возрастает до среднего значения 0.87 мас. %.

Хромшпинелиды изученного разреза, как акцессорные, так и рудообразующие, характеризуются наиболее значительными вариациями состава (табл. 3; рис. 11; см. рис. 10). В шпинелевых перидотитах на удалении от рудоносной зоны акцессорный хромшпинелид низкохромистый, мас. %: (20.59–43.05 Cr₂O₃) и высокоглинозёмистый (26.77–45.55 Al₂O₃). По мере приближения к рудному телу, в перидотитах происходит постепенное увеличение глинозёмистости шпинелида вплоть до точки СК-103-2L3 (см. рис. 2), где встречены шпинели с наиболее высоким содержанием Al₂O₃ (52.34–54.87 мас. %) и низким – Cr₂O₃ (12.56–15.3 мас. %). В шпинелидах дунитов наблюдается резкое повышение содержаний Cr₂O₃ (53.94–55.13 мас. %); максимальные значения отмечены в массивных крупнозернистых и нодулярных хромититах (60.8–62.2 мас. % Cr₂O₃). В перидотитах, примыкающих к дунитам с востока, содержание Cr₂O₃ в шпинелиде вновь снижается (21.73 – 35.89 мас. %).

Закономерное изменение состава хромшпинелидов, наблюдаемое в масштабе всего участка (первые метры – десятки метров), сохраняется также и в масштабе обнажений и штуфов (от сантиметров до миллиметров). Изучение образца СК-103-2LB показало, что содержание Cr₂O₃ в хромшпинелидах

Таблица 2

**Средние составы (мас. %) пироксенов из образцов ультрамафитов
месторождения № 33**

Table 2

Average composition (wt. %) of pyroxenes from ultramafic rocks of the deposit No 33

№ ан.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
№ обр.	СК-103-4	СК-103-2ЛЗ	СК-103-2ЛВ-2	СК-103-2ЛВ-5	СК-103-2ЛВ-7	СК-103-4	СК-103-3	СК-103-2ЛЗ	СК-103-2ЛВ-2	СК-103-2ЛВ-5	СК-103-2ЛВ-7	СК-103-2ЛВ-8
n	2	5	9	5	3	2	2	9	6	1	3	2
Ортопироксены						Клинопироксены						
SiO ₂	57.17	55.23	55.39	55.43	56.89	54.09	52.99	53.13	52.80	53.05	53.22	53.00
TiO ₂	—	0.02	0.02	0.04	0.04	—	0.09	0.07	0.13	—	0.13	0.33
Al ₂ O ₃	0.88	3.97	3.29	3.15	2.59	1.57	2.27	4.41	4.25	5.37	4.19	3.89
FeO	4.89	6.35	5.61	5.31	5.82	1.67	2.03	2.41	2.81	2.14	2.28	2.06
MnO	—	0.07	0.04	0.09	—	0.02	—	—	0.01	—	—	—
MgO	36.16	33.30	33.88	34.31	33.64	18.11	17.81	16.12	16.08	16.05	15.77	15.85
CaO	0.33	0.66	0.69	0.63	0.59	23.70	24.09	22.59	21.31	20.20	21.64	22.07
Na ₂ O	0.03	0.04	0.06	0.04	—	0.07	0.16	0.73	1.13	1.38	1.36	1.34
Cr ₂ O ₃	0.35	0.21	0.50	0.64	0.58	0.39	0.46	0.34	0.75	1.57	1.28	1.37
Сумма	99.80	99.85	99.61	99.65	100.2	99.60	99.88	99.80	99.64	99.76	99.88	99.90
Коэффициенты формул (на 4 катиона)												
Mg	1.844	1.714	1.745	1.762	1.754	0.979	0.962	0.871	0.868	0.865	0.896	0.899
Ca	0.013	0.024	0.026	0.023	0.022	0.921	0.944	0.877	0.827	0.782	0.885	0.901
Fe	0.140	0.183	0.162	0.153	0.170	0.051	0.061	0.073	0.069	0.065	0.073	0.065
Cr	0.011	0.006	0.014	0.018	0.008	0.020	0.014	0.009	0.026	0.045	0.019	0.021
Al ^{VI}		0.068	0.048	0.038	0.043	0.027	0.016	0.115	0.124	0.146	0.094	0.087
Ti		0.001	0.001	0.001	0.001		0.003	0.002	0.005		0.004	0.009
Si	1.956	1.905	1.914	1.909	1.989	1.960	1.919	1.927	1.913	1.918	2.029	2.017
Al ^{IV}	0.035	0.094	0.086	0.091	0.01	0.04	0.081	0.073	0.087	0.082		
Na	0.002	0.002	0.004	0.003		0.005		0.051	0.079	0.097		
Mn		0.002	0.001	0.003		0.001			0.001			
O	5.979	5.991	5.989	5.985	6.022	6.003	5.976	6.028	6.028	6.054	6.038	6.030
En	0.924	0.892	0.903	0.909	0.901	0.502	0.489	0.478	0.492	0.505	0.483	0.482
Fs	0.070	0.095	0.084	0.079	0.087	0.026	0.031	0.040	0.039	0.038	0.039	0.035
Wo	0.006	0.013	0.013	0.012	0.011	0.472	0.480	0.482	0.469	0.457	0.477	0.483

Примечание. En – энстатит, Fs – ферроселит, Wo – волластонит (мольные доли).

Notes. En – enstatite, Fs – ferrosilite, Wo – wollastonite (molar portion).

постепенно возрастает от «лерцолитового» края шлифа к центру дунитового прожилка от 21.73 до 35.89 мас. % (см. рис. 10) и уменьшается – в оливине от 0.2 мас. % почти до предела обнаружения. В хромшпинелидах от лерцолита к дуниту возрастает содержание TiO₂ от 0.14 до 0.55 мас. %.

Амфиболы в единичных выделениях встречаются при электронно-микроскопическом изучении образцов перидотитов, примыкающих к окорудным дунитам (обр. СК-103-2ЛЗ и СК-103-2ЛВ). По данным количественного рентгено-фазового анализа, содержание амфибола в образцах может достигать первых процентов. По составу амфиболы близки к паргаситу, но содержат повышенные количества щелочей и хрома (табл. 4). В составе амфиболов западного фланга рудной зоны опреде-

лено 3.09–4.23 мас. % Na₂O и 0.14–0.16 мас. % K₂O при отсутствии Cr₂O₃, а в амфиболах восточного фланга участка содержится 1.52–2.24 мас. % Cr₂O₃ при таких же высоких содержаниях Na₂O, но практически без K₂O.

Обсуждение результатов

Реконструкция механизма образования любого геологического объекта неизбежно сталкивается с проблемой выявления процесса (событий во времени) на основе изучения статичного материала. Прямой путь решения данной задачи – выявление в изучаемых объектах признаков, характеризующих последовательные стадии одного и того же процесса.

Таблица 3

Средние составы (мас. %) хромшпинелидов из образцов ультрамафитов и хромовых руд месторождения № 33

Table 3

Average composition (wt. %) of chromites from ultramafic rocks and ores of the deposit No 33

№ ан.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
№ обр.	СК-99-90	СК-103-4	СК-103-3	СК-103-2L3	СК-103-2DA	СК-103-P	СК-103-2LB2	СК-103-2LB-7	СК-103-2LB-8
n	1	2	6	10	4	7	2	10	17
TiO ₂	0.21	0.05	0.13	0.19	0.26	0.13	0.17	—	0.06
Al ₂ O ₃	30.48	26.93	43.39	53.26	12.18	9.24	47.12	38.93	36.5
FeO	19.27	15.81	15.23	11.45	21.87	15.09	11.96	16.25	16.03
MnO	0.28	0.15	0.13	0.09	0.19	0.03	0.22	0.12	0.02
MgO	13.68	14.04	17.79	20.33	10.44	12.13	17.35	14.78	14.65
V ₂ O ₅	0.14	0.16	0.16	0.12	0.12	—	—	—	0.01
ZnO	—	—	—	0.07	—	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	38.3	42.65	22.97	14.15	54.53	62.46	22.92	29.47	32.42
NiO	—	—	0.01	0.03	—	0.03	0.07	0.02	—
Сумма	102.36	99.77	99.79	99.69	99.58	99.10	99.80	99.57	99.71
Коэффициенты формул (на 3 катиона)									
Al	1.047	0.955	1.413	1.651	0.471	0.356	1.516	1.313	1.242
Cr	0.883	1.014	0.502	0.294	1.415	1.63	0.495	0.667	0.74
Mg	0.594	0.629	0.732	0.797	0.511	0.593	0.706	0.63	0.63
Fe ³⁺	0.072	0.036	0.082	0.042	0.108	0.012	—	0.021	0.016
Fe ²⁺	0.39	0.357	0.261	0.205	0.481	0.405	0.273	0.366	0.37
Ti	0.005	0.001	0.003	0.004	0.006	0.003	0.003	—	0.001
Mn	0.007	0.004	0.003	0.002	0.005	0.001	0.005	0.003	<0.001
Ni	—	—	<0.001	0.001	—	0.001	0.002	<0.001	—
V	0.003	0.004	0.003	0.003	0.003	—	—	—	<0.001
O	3.972	3.990	3.963	3.981	3.950	3.997	4.009	3.989	3.992
#Cr	0.46	0.515	0.262	0.151	0.750	0.820	0.246	0.337	0.373
#Mg	0.60	0.638	0.737	0.796	0.515	0.594	0.721	0.632	0.63

Примечание. #Cr = Cr / (Cr + Al + Fe³⁺)...#Mg = Mg / (Mg + Fe²⁺).

Note. #Cr = Cr / (Cr + Al + Fe³⁺)...#Mg = Mg / (Mg + Fe²⁺).

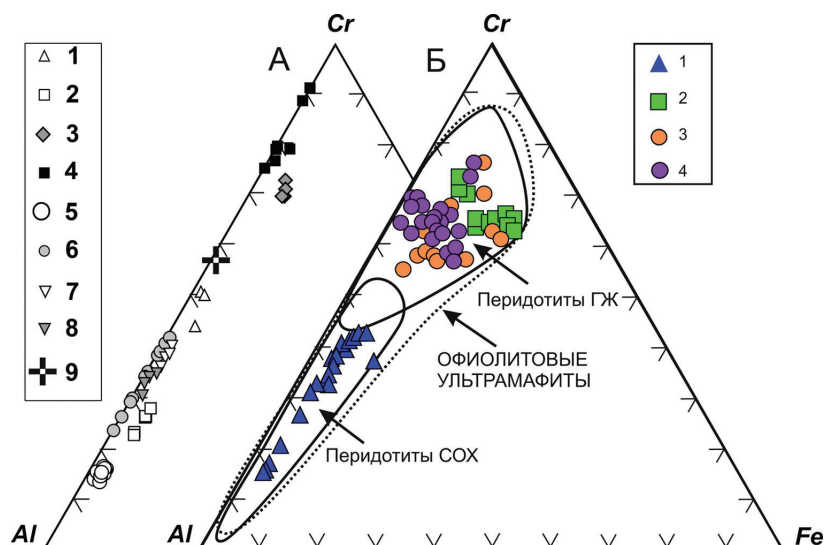


Рис. 11. Состав хромшпинелидов месторождения № 33 и массивов Крака на тройной диаграмме Н.В. Павлова.

А – хромшпинелиды из ультрамафитов и руд хрома месторождения № 33: 1 – шпинелевые перидотиты на удалении от рудоносной зоны (СК-103-4 и СК-99-90); 2 – шпинелевый перидотит в 25 м западнее рудоносной зоны

(СК-103-3); 3 – дунит (СК-103-2DA); 4 – рудообразующие хромшпинелиды (СК-103-P); 5 – шпинелевый перидотит, примыкающий к рудовмещающему дуниту с запада (СК-103-2L3); 6–9 – тонкие дунитовые прожилки в шпинелевом перидотите, примыкающем к рудовмещающему дуниту с востока: 6 – обр. СК-103-2LB5, 7 – СК-103-2LB8, 8 – СК-103-2LB7; 9 – СК-103-2LB7.

Б – составы хромшпинелидов в ультрамафитах и хромовых рудах массивов Крака: 1 – шпинелевые перидотиты; 2 – дуниты; 3–4 – руды хрома: 3 – вкрапленные (в мощных телах «краевых» дунитов), 4 – сплошные и густовкрапленные (в дунитах среди гарцбургитов). ГЖ – глубоководный желоб.

По данным (Савельева, 1987; Савельев и др., 2008).

Fig. 11. Composition of chromites of the deposit No. 33 and Kraka massif at the Pavlov's ternary diagram.

А – chromites from ultramafic and Cr ores of the deposit No. 33: spinel peridotites: 1 – remote from the ore zone (СК-103-4 and СК-99-90); 2 – located 25 m from ore zone (СК-103-3); 3 – dunite (СК-103-2DA); 4 – ore-forming chromites (СК-103-P); 5 – spinel peridotite adjacent to the ore-hosting dunite from the west (СК-103-2L3); 6–9 – thin dunite veinlets in peridotites adjacent from the east to the ore-forming dunite (6 – СК-103-2LB5; 7 – СК-103-2LB8; 8 – СК-103-2LB7; 9 – СК-103-2LB7).

Б – composition of chromites of ultramafic rocks of the Kraka massif: 1 – spinel peridotites; 2 – dunites; 3–4 – Cr ores: 3 – disseminated (in large bodies of «marginal» dunites), 4 – massive and densely disseminated (in dunite bodies within harzburgites). ГЖ – deep trench.

After (Савельева, 1987; Савельев и др., 2008).

Таблица 4

Химический состав (мас. %) амфиболов из ультрамафитов месторождения № 33

Table 4

Chemical composition (wt. %) of amphiboles of the deposit No 33

№ обр.	СК-103-2L3			СК-103-2LB-2				СК-103-2LB-5
SiO ₂	44.9	44.62	44.9	44.4	44.02	44.35	43.72	43.97
TiO ₂	0.90	1.04	1.08	0.85	0.9	1.09	1.10	1.08
Al ₂ O ₃	15.21	14.37	14.64	14.87	15.73	14.84	14.52	14.21
FeO	3.42	3.74	3.41	3.19	2.98	3.0	2.96	2.75
MnO	0.11	0.03	–	–	–	–	–	–
MgO	17.71	17.57	18.11	18.34	17.95	18.03	18.43	19.21
CaO	12.15	12.23	12.22	11.87	12.06	12.67	11.5	11.2
Na ₂ O	3.74	4.04	4.23	3.09	3.85	3.53	3.36	4.13
K ₂ O	0.15	0.14	0.16	–	–	–	–	–
Cr ₂ O ₃	–	–	–	1.61	1.7	1.52	2.24	1.69
H ₂ O*	2.01	2.00	2.03	1.99	2.03	2.02	1.99	2.02
Сумма	100.30	99.78	100.76	100.22	101.2	101.05	99.82	100.26
Коэффициенты формул (на 16 катионов)								
Si	6.329	6.318	6.273	6.300	6.156	6.232	6.222	6.170
Ti	0.095	0.111	0.113	0.091	0.095	0.115	0.118	0.114
Al	2.526	2.397	2.410	2.486	2.591	2.456	2.434	2.349
Fe ²⁺	0.402	0.442	0.398	0.378	0.348	0.352	0.352	0.322
Mn	0.013	0.004	–	–	–	–	–	–
Mg	3.749	3.737	3.800	3.909	3.770	3.805	3.940	4.049
Ca	1.837	1.858	1.832	1.807	1.809	1.910	1.756	1.686
Na	1.022	1.109	1.145	0.850	1.043	0.961	0.927	1.123
K	0.027	0.025	0.029	–	–	–	–	–
Cr	–	–	–	0.181	0.188	0.169	0.252	0.187
O	22.219	22.164	22.131	22.255	22.176	22.194	22.217	22.094
ОН	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000

Примечание. H₂O* – рассчитано по стехиометрии.

Note. H₂O* – calculated after stoichiometry.

Рассмотрим, какие переходные стадии и/или результаты должны сопровождать процессы, предлагаемые в качестве главных в той или иной петрогенетической модели. Ограничимся тремя простыми моделями – магматической, реакционной (включая реакционно-магматическую, метасоматическую, латераль-секреционную) и реоморфической. Образование дунитов и хромититов в результате кристаллизационной дифференциации должно сопровождаться асимметричной петрографической и геохимической зональностью, подобно таковой, устанавливаемой в расслоенных интрузиях.

Для офиолитовых комплексов этот механизм приходится исключить по следующим причинам: 1) холодные тектонические контакты массивов; 2) сложные структурные соотношения между дунит-хромититовой ассоциацией и перидотитами, эпигенетичность дунитовых жил по отношению к перидотитам; 3) отсутствие скрытой геохимической расслоенности; 4) несоответствие состава породообразующего оливина закономерностям кристаллизационной дифференциации – выдержанные высокие содержания Mg и Ni в оливине независимо от положения пород в разрезе, тогда как кристаллизация расплава сопровождается постепенным уменьшением концентрации данных элементов в оливине вследствие высокого коэффициента их распределения между оливином и расплавом (Рингвуд, 1981).

Магматическое внедрение хромит-содержащих дунитов в твёрдые перидотиты, как предполагает ряд исследователей (Логинов и др., 1940; Павлов, Григорьева-Чупрынина, 1973; и др.), должно привести к плавлению самих перидотитов, поскольку температура плавления ассоциации оливин + высокохромистый шпинелид намного превышает таковую для пироксенсодержащих ассоциаций. Присутствие флюида, которому приписывается решающая роль в понижении температуры кристаллизации «остаточного рудно-силикатного расплава», фиксируется обычно не в дунитах, а в окружающих перидотитах. Так, в перидотитах образца СК-103-2LB обнаружены небольшие количества паргасита (0,1–2 % об.) и зафиксирована система деформаций оливина, характерная для «влажных» условий деформации (Савельев и др., 2014).

Все «реакционные» модели образования дунитов с хромитовым оруденением предполагают постепенный переход существенно ортопироксеновых парагенезисов в мономинеральный оливиновый, но различными способами: путём «оли-

винизации» при проработке магнезиальными или «восстановленными» флюидами (Варлаков, 1978; Москалёва, 1974; Чашухин, Вотяков, 2009; и др.) или путём реакции расплава базальтового или бонинитового состава с перидотитом, ведущей к растворению пироксенов (Батанова, Савельева, 2009; Kelemen et al., 1995; Zhou et al., 1996; и др.).

Общим для этих моделей является постепенное химическое преобразование субстрата, которое не могло происходить мгновенно и должно оставлять следы переходных стадий, т.е. постепенный переход от перидотита к дуниту должен фиксироваться. При этом в зоне контакта должны встречаться химически корродированные зёрна пироксенов, реакционные взаимоотношения между пироксенами и оливином, результаты кристаллизации неудалённой расплавной составляющей с мелкими кристаллами хромита, и т.д. Однако в реальных дунитах обычно эти признаки не наблюдаются. Часть из них отмечается в плагиоклазовых перидотитах, которые часто (но отнюдь не всегда) сопровождают крупные дунитовые тела (Савельев и др., 2008), но связь их с дунитами и хромититами не определена. В дунитах же, как правило, фиксируется «трещинное» течение расплава в виде прожилков клинопироксена, занимающих секущее положение по отношению к структуре пород (струйчатости хромшпинелидов, сланцеватости) (Савельев и др., 2008).

Реоморфическая модель предполагает, что структурно-вещественные изменения в разрезе ультрамафитового комплекса офиолитов обусловлены разделением разных минералов внутри восходящего пластического потока мантийного вещества (Савельев, Федосеев, 2011, 2014). Пластическое течение ультрамафитов может сопровождаться разномасштабными явлениями частичного плавления пород. Реалистичность данной модели будет доказана, если в природных образцах мантийных ультрамафитов удастся зафиксировать факты, которые говорят о том, что: 1) все породы в изученном разрезе являются тектонитами; 2) мантийные минералы в условиях пластической деформации обладали различной компетентностью – «реологической силой»; 3) рудное вещество для месторождений хрома мобилизовалось одновременно с пластической деформацией из породообразующих силикатов; 4) «кумулятивные» структуры и текстуры (петельчатая, пойкилитовая, нодулярная) применительно к ультрамафитам имеют тектоническое происхождение.

Перейдём к сравнению сформулированных условий с наблюдаемыми фактами. Расчёт температур оливин-хромшпинелевого равновесия с использованием различных геологических термометров показал, что при хорошей сходимости результатов наиболее высокие температуры (980–1080 °C, в среднем 1078 °C) были получены для образца, отобранного из перидотитов с высоким содержанием пироксенов, непосредственно примыкающих к околорудным дунитам с запада (обр. СК-103-2L3). Образцы перидотитов (СК-103-3 и СК-103-4), отобранные на удалении от рудоносной зоны и характеризующиеся «нормальным» содержанием пироксенов, дали «размытый» график температур с небольшими максимумами в диапазоне 740–880 °C и 920–960 °C, а образцы околорудных дунитов (СК-103-2DA) имеют чёткие максимумы в диапазоне 800–920 °C. В перидотитах восточного фланга (обр. СК-103-2LB) отмечается интенсивный максимум в диапазоне 800–880 °C и меньший – в диапазоне 680–760 °C. Общее давление по отсутствию плагиоклаза может быть оценено лишь приблизительно как превышающее 7 кбар. Содержание воды в образце СК-103-2LB, деформированном в наиболее «влажных» условиях, оценивается в > 200 ppm H/Si, величина стресса > 400 МПа. При этом максимальный стресс (и/или скорость деформации) всегда связан с мономинеральными оливинowymi агрегатами (дунитами) (Савельев, 2013а).

Проведённая оценка условий минералообразования говорит о том, что породы изученного разреза находились в субсолидусной обстановке, в области вязко-пластического течения, которая обычно соответствует температурам, приближающимся, но не достигающим температуры плавления (Carter, 1976; Poirier, 1985). По результатам петроструктурных исследований также можно заключить, что все породы изученного участка в момент «замораживания» процесса мантийного минералообразования находились в условиях интенсивных пластических деформаций, протекавших в режиме дислокационной ползучести. Диагностированные в породах петроструктурные узоры оливина сопоставимы с полученными экспериментально (Щербаков, 1990; Carter, 1976; Karato, 2008 и др.).

Оливин и ортопироксен – главные породообразующие минералы мантийных перидотитов – обладают различной «реологической силой» (strength). Указания на это можно найти в ряде работ (Carter, 1976; Hirth, Kohlstedt, 1996; Nicolas et al., 1971; Савельев и др., 2008; Савельев, Федосеев, 2011; и др.).

Типичный случай разрыва крупного зерна ортопироксена на два фрагмента показан выше (см. рис. 4в). Место разрыва, ориентированное поперек линейности, представляет собой ослабленную зону, которая заполняется реологически более слабым материалом оливина.

Кроме структурных свидетельств большей «податливости» оливина по сравнению с ортопироксеном, которая запечатлена в образцах мантийных ультрамафитов, имеются и экспериментальные подтверждения. В частности, исследование флюидных включений в минералах из ксенолитов в базальтах и кимберлитах показывает устойчивое уменьшение внутреннего давления во включениях в порядке хромшпинелид $\geq$ ортопироксен $\approx$ клинопироксен $\gg$ оливин, что указывает на неодинаковую величину разгерметизации включений на пути к поверхности (Frezotti et al., 1992; Schwab, Freisleben, 1988; Yamamoto et al., 2002; и др.). Было предположено, что уменьшение флюидного давления должно наблюдаться в наиболее «податливом» минерале, а увеличение – в наиболее «жёстком». Описаны исследования относительной «силы» мантийных минералов по ширине отражений рентгеновской дифракции как функции давления, температуры и времени (Yamamoto et al., 2008). Полученные результаты подтвердили выводы, сделанные ранее по измерению давления во флюидных включениях, и позволили заключить, что оливин является наиболее «слабым» из рассмотренных мантийных минералов офиолитовых перидотитов.

Согласно разработанной нами модели (Савельев, Федосеев, 2011, 2014), дуниты представляли собой зоны наибольшей скорости пластического течения, в которых менее «мобильные» зёрна пироксенов мигрировали в краевые части, обогащая их (например, в обр. СК-103-2L3 и СК-103-2LB). В обоих образцах между оливин и ортопироксеном наблюдаются чёткие признаки механического взаимодействия: ортопироксен деформируется квазихрупко с разрывом, а оливин – пластически, заполняя ослабленные зоны. Одна из таких зон (инициальный дунитовый прожилок) зафиксирована в образце СК-103-2LB. Исследование объёмного строения дунитового прожилка (см. рис. 6) позволило установить следующие факты: 1) сегрегирование зёрен хромшпинелидов в плоскости минеральной сланцеватости дунита, 2) увеличение содержания рудного минерала, 3) перераспределение его в пространстве с формированием микроскопических рудных агрегатов.

Обратимся к рассмотрению вопроса происхождения повышенных концентраций хрома в офиолитовых дунитах. Выше было показано, что начальная стадия образования дунитовых прожилков в перидотите сопровождается выделением большого количества частиц хромшпинелида. Самые мелкие из них, которые удалось наблюдать в растровый электронный микроскоп, имеют игольчатую форму при длине в первые микроны и толщине 0.3–0.7 мкм и располагаются под очень острым углом к направлению [010] в кристаллической структуре оливина-хозяина, часто образуют пакеты, состоящие из параллельных выделений (см. рис. 8).

Более крупные выделения хромшпинелидов в объёме зёрен оливина параллельны направлению [100], но чаще они наблюдаются вдоль границ зёрен и субзёрен оливина (см. рис. 7, 8). Часто отмечаются признаки увеличения выделений, выраженные в сочетании относительно крупных зёрен хромшпинелидов овальной и более сложной формы на большеугловых границах с разномасштабными «апофизами» тонких игольчатых выделений, примыкающих к такому «центру» (см. рис. 8д). В конечном итоге формируются идиоморфные кристаллы. В изученных образцах часто можно наблюдать изменения кристаллографической огранки, связанные со стадиями роста, отражённые в присутствии большого количества частично огранённых зёрен с тонкими апофизами (см. рис. 7).

Состав исследованных выделений хромшпинелидов и их ориентационные соотношения на ранней стадии развития близки к таковым из ультрамафитовых ксенолитов в базальтах архипелага Бисмарка (Franz, Wirth, 2000). Учитывая сказанное, на данном этапе изучения мы можем принять механизм образования инициальных тончайших выделений хромшпинелидов, предложенный цитируемыми авторами. Предполагается, что оливины при мантийных давлениях и температурах могли содержать значимые количества примесных алюминия и хрома. Отмечалось, что при 1200 °C и 20 кбар оливин может включать до 710 ppm Cr₂O₃ и до 450 ppm Al₂O₃ (Kohler, 1989).

Существуют различные возможности вхождения хрома и алюминия в решётку оливина. Для хондрита Шарпс (Sharps) было предположено совместное замещение $Al^{+3} + Cr^{+3} = Si^{+4} + (Mg, Fe)^{+2}$ в оливине (Dodd, 1973). Позднее исследованиями с применением методов электронного парамагнитного резонанса и электронно-ядерного резонанса было установлено, что атомы хрома могут располагаться

в структуре форстерита преимущественно в октаэдрических позициях M1 и M2 (Rager, 1977), а при наличии в минерале примеси алюминия, эти элементы могут образовывать пары $Cr^{+3} - Al^{+3}$, где хром занимает позиции M1 и M2, а алюминий – позиции кремния (Бершов и др., 1981; Bershov et al., 1983; Ryabov, 2012). Была исследована взаимосвязь вхождения в структуру оливина атомов металлов и водорода и показано, что присутствие трёхвалентных катионов облегчает протонирование в оливине за счёт формирования кластеров с катионными вакансиями кремния и магния (Дудникова, Урусов, 2014).

При подъёме мантийного материала в условиях декомпрессии и остывания, растворимость Al и Cr в оливине уменьшается, что может обусловить выделение инициальных игольчатых хромшпинелидов. Проведена количественная оценка баланса Cr и Al в оливине (Franz, Wirth, 2000) и показано, что при содержании в зерне оливина хромшпинелидов 0.0044 об. % необходимо извлечь из оливина всего по 11–18 ppm Al и Cr. Экстраполяция на большие содержания дисперсных выделений даёт соответственно около 40 ppm при 0.01 % и около 400 ppm при 0.1 % объёмных содержаний хромшпинелидов в оливине. Приведённые выше оценки содержаний алюминия и хрома в оливине в мантийных условиях, а также имеющиеся аналитические данные по их содержаниям в природных образцах вполне допускают образование значимых количеств хромшпинелидов внутри зёрен оливина, вплоть до десятых долей процента.

Увеличение отношения Cr/Al в хромшпинелидах как по мере прогрессирования пластического течения в дунитовом теле, так и по мере приближения к хромититам, может быть объяснено, во-первых, более низкой ёмкостью решётки оливина по отношению к Al, а во-вторых, большим сродством Al к водосодержащим силикатам, таких как амфибол, и силикатному расплаву, с которыми он мог выноситься из системы. Кроме того, в изученных образцах ультрамафитов и массивных руд хрома наблюдалось повышение содержания Cr в наиболее напряжённых участках. Один из подобных примеров приведён на рисунке 12. На фоне общей деформации растяжения в горизонтальном направлении, узкая часть зерна хромшпинелида испытывает локальное сжатие (точка i) между двумя зёрнами силикатов – оливина (точка d) и амфибола (точка e). Согласно модели «восходящей диффузии», более подвижные атомы Al мигрируют в объём зерна и/или через границу зерна в соседний кристалл ам-

фибола. В результате, в объёме кристалла хромшпинелида (h) отношение Cr/Al снижается почти вдвое по сравнению с таковым в точке i. Аналогично, в краевых частях зёрен хромшпинелидов в массивных рудах, подвергнутых интенсивному сжатию, концентрация Cr повышается (см. рис. 11), а Al мигрирует частично в объём зёрен и, частично, – в «ослабленные зоны» межзернового пространства, где происходит образование амфиболов и хлоритов, обогащённых хромом.

В отличие от описанных в литературе случаев выделений хромшпинелидов в оливине, не обнаруживающих тенденции к росту и изменению морфологических и ориентационных характеристик, в изученных нами образцах наблюдались зёрна разных переходных стадий: от первичных полукогерентных выделений до образования макроскопических зёрен. Инициальные выделения хромшпинелидов, связанные с оливином индукционными поверхностями, фиксировались значительно реже. Для объяснения наблюдаемых соотношений дисперсных фаз хромшпинелида с оливиновым матриксом мы обратились к обширным фактическим и теоретическим данным, накопленным в материаловедении. Причина выделений частиц второй фазы в подвергнутых пластическому течению металлических системах – нахождение твёрдого раствора данного состава в двухфазной области диаграммы состояния, которая увеличивается для большинства соединений в условиях деформации (Горелик, 1978; Новиков, 1986; и др.)

В металлических системах выделение начинается с образования в матриксе зон Гинье-Престона, которые являются причиной роста сопротивления пластической деформации, поскольку движущиеся дислокации должны перерезать частицы выделений, затрачивая на это энергию. Выделения дисперсной фазы в поликристаллах стабилизируют границы зёрен тем больше, чем соотношения матрикс–выделение ближе к когерентным. Наиболее склонны к коалесценции (росту) выделения, некогерентные по отношению к матриксу. Увеличение отдельных выделений, как правило, ведёт к увеличению расстояния между ними, что приводит к изменению характера взаимодействия дислокаций с дисперсными частицами: дислокации уже не перерезают их, а обходят. Известно, что при активной коалесценции дисперсных фаз средние расстояния между частицами увеличиваются, и они практически не влияют на напряжение течения (Горелик, 1978).

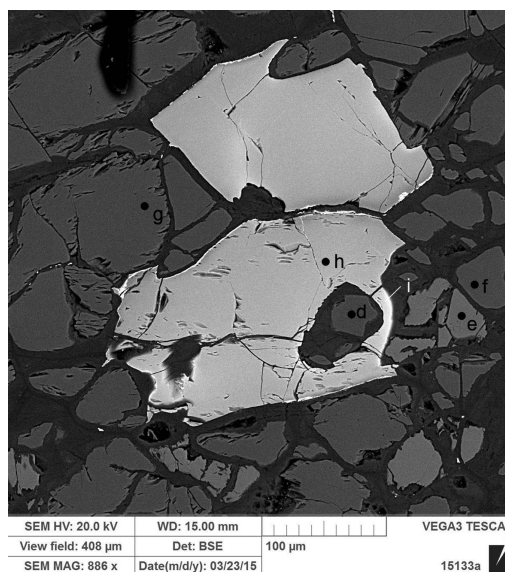


Рис. 12. Химическая неоднородность хромшпинелидов, обусловленная деформацией.

Буквы – точки анализа, h, i – хромшпинелид, d, g, f – оливин, e – амфибол. Обсуждение см. в тексте

Fig. 12. Chemical heterogeneity of chromites caused by deformation.

Letters – points of the analysis, h, i – chromite, d, g, f – olivine, e – amphibole. See text for discussion.

Сравнение приведённых выше данных со структурно-морфологическими особенностями изученных выделений хромшпинелидов позволяет предложить следующую интерпретацию. Минимальные выделения хромшпинелидов, наблюдаемые в оливиновых зёрнах и вытянутые вдоль направления [010] в решётке минерала-хозяина, по-видимому, являются полукогерентными. Однако, ввиду значительной разницы между структурами оливина и шпинели, подобные соотношения неустойчивы и сменяются образованием некогерентных выделений, склонных к коалесценции. В этом случае их преимущественный рост в направлении [100] объясняется тем, что именно это направление в решётке оливина является направлением наиболее быстрой диффузии (Macwell, Kohlstedt, 1990). Кроме того, эффективными стоками для дефектов кристаллической структуры и, одновременно, путями диффузии, являются границы зёрен, куда в конечном счёте и мигрируют примесные компоненты. Движущей силой коалесценции является минимизация поверхностной и зернограницной свободных энергий, и поэтому выделения хромшпинелидов меньше критического размера неустойчивы, они поглощаются более крупными и устойчивыми сегрегациями.

Основным пусковым механизмом для выделения и коалесценции дисперсных фаз в оливине могла являться пластическая деформация, сопровождавшая подъём мантийного вещества в зонах декомпрессии. С одной стороны, подъём на более верхние уровни литосферы сопровождался понижением давления и температуры, которые способствовали уменьшению «ёмкости» решётки оливина в отношении примесей, а, с другой, примеси создавали препятствия для движения дислокаций в оливине и способствовали его фрагментации. Этот процесс вёл к перераспределению частиц двух фаз в пространстве, поскольку выделения более жесткой фазы (хромшпинелида) создают вокруг себя напряжения, снижая скорость течения матрикса. Завершающей стадией «оформления» выделений хромшпинелидов в идиоморфные макроскопические кристаллы, типичные для офиолитовых дунитов, являлась сфероидизация, которая заключается в стремлении выделившихся частиц принять идиоморфный габитус. Движущей силой в этом случае также является минимизация зернограницной свободной энергии (Бунин, Баранов, 1970; Новиков, 1986; и др.).

Изучению происхождения «типично кумулятивных» структур в ультрамафитах и хромититах посвящён ряд работ (Савельев, 2013а; 2013б; 2014; и др.), где приведены аргументы в пользу тектонического происхождения нодулярной и петельчатой текстур руд хрома. Следует заметить, что нодулярные текстуры чаще всего отделяют массивные хромититы от дунитовых «конвертов» в месторождениях типа «string-of-pods», которые претерпели наиболее интенсивную деформацию (Hock, Friedrich, 1985 и др.). На месторождении № 33 в непосредственной близости от нодулярных хромититов оливин характеризуется типичной деформационной структурой (Савельев, 2013б). Аналогичные наблюдения были сделаны в хромититах с петельчатой структурой (net chromite, occluded silicate structure) месторождений Саксей-Ключевской площади массива Средний Крака (Савельев, 2013а). Образование пойкилитовых включений оливина в хромшпинелидах в результате пластического течения дунитов зафиксировано в шлифах, вырезанных в плоскости минеральной сланцеватости из образца СК-103-2LB. В этом случае также применима аналогия с процессами динамического старения металлов, когда коалесцирующая вторая фаза при росте захватывает участки матрикса.

Таким образом, приведённые в статье факты полностью подтвердили предположения ряда оте-

чественных исследователей (Гончаренко, 1989; Кутолин, 1983; Ярош, 1980) о важной роли твёрдофазного перераспределения вещества в ходе структурно-вещественных преобразований мантийного вещества и в генезисе оруденения, генетически связанного с мантийными ультрамафитами.

Заключение

Петрографические и минералого-геохимические исследования в пределах хромитоносной зоны месторождения № 33 в массиве Средний Крака позволяют предложить следующую интерпретацию описанных выше структурно-вещественных особенностей ультрамафитов.

1. Пластическое течение в режиме дислокационной ползучести в первоначально гомогенных шпинелевых перидотитах обусловило перераспределение минеральных составляющих в соответствии с их реологическими свойствами: оливин преимущественно обогащал осевые зоны участков локализованной деформации, тогда как пироксены мигрировали к их периферии. Таким образом происходило образование дунитов.

2. Внутри дунитовых прожилков достигалась наибольшая интенсивность пластической деформации оливина, которая реализовалась внутризерновым скольжением, сопровождающимся процессами полигонизации и последующей динамической рекристаллизации. Об этом свидетельствуют чёткие петроструктурные узоры, развитая субструктура и отчётливая разнотекстурность поликристаллического оливина. Примесные атомы в данных условиях являлись одними из главных препятствий на пути скольжения подвижных дислокаций и поэтому сегрегировали на стоках, которыми являлись границы зёрен и субзёрен. Преимущественное расположение выделений новообразованной дисперсной фазы (хромшпинелида) в плоскости минеральной сланцеватости и контакта дунит–перидотит объясняется ориентировкой поля напряжений: выделения вытягивались в плоскости пластического течения.

3. Увеличение отношения Cr/Al в хромшпинелидах как по мере прогрессирования пластического течения в дунитовом теле, так и по мере приближения к хромититам, может быть объяснено, во-первых, более низкой ёмкостью решётки оливина по отношению к алюминию, а во-вторых, бóльшим сродством Al к водосодержащим силикатным фазам, таким как амфибол, и силикатному расплаву, с которыми он мог выноситься из системы.

4. Обсуждение трёх различных моделей формирования дунитов и связанного с ними оруденения на базе представленного в работе фактического материала показало, что наиболее реальным (для данных геологических условий) следует признать механизм твёрдофазной (реоморфической) сегрегации вещества внутри мантийного пластического потока.

Будущие исследования предполагают решение следующих задач: 1) детализация перераспределения химических элементов внутри хромитоносных зон на более представительном статистическом материале; 2) выяснение особенностей образования структур в перидотитах и дунитах в связи с синдеформационным выделением примесных компонентов; 3) изучение структурных соотношений оливина и выделений хромшпинелидов на самом раннем этапе.

Благодарности. Авторы признательны руководству Лаборатории ядерных проблем ОИЯИ за возможность изучения ультрамафитов на рентгеновском томографе MARS; Д.Ю. Нестерцу и сотрудникам ИГ УНЦ РАН В.И. Сначёву, Е.А. Бажинову, Д.Г. Ширяеву, А.В. Лёшину – за содействие в проведении полевых исследований и подготовке ориентированных образцов.

Исследования выполнены при поддержке гранта РФФИ-Поволжье 14-05-97001 «Оценка перспектив комплексного использования хромовых руд месторождений Республики Башкортостан») и Госзадания Минобрнауки РФ «Модель образования месторождений хрома в офиолитах Южного Урала».

Литература

- Алимов В.Ю. Механизм дифференциации вещества при сдвиговых деформациях зернистых сред (в приложении к хромитообразованию) // Ежегодник–93. Свердловск: ИГГ УрО РАН, 1994. С. 64–65.
- Бакиров А.Г. О происхождении дунитов и хромитов Кемпирсайского массива // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1963. С. 325–330.
- Батанова В.Г., Савельева Г.Н. Миграция расплавов в мантии под зонами спрединга и образование дунитов замещения: обзор проблемы // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 9. С. 992–1012.
- Бершов С.В., Минеева Р.М., Сперанский А.В., Хафнер С. Вхождение хрома и алюминия в структуру форстерита (по данным ЭПР- и ДЭЯР-исследований) // Минералогический журнал. 1981. № 3. С. 62–70.
- Бунин К.П., Баранов А.А. Металлография. М.: Металлургия, 1970. 312 с.
- Варлаков А.С. Генезис хромитового оруденения в альпинотипных гипербазах Урала // Петрография ультраосновных и щелочных пород Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 63–82.
- Гончаренко А.И. Деформация и петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. Томск: Изд-во Томского ун-та, 1989. 404 с.
- Горелик С.С. Рекристаллизация металлов и сплавов. М.: Металлургия, 1978. 568 с.
- Денисова Е.А. Складчатая структура ультраосновных тектонитов массивов Южного Урала // Геотектоника. 1989. № 4. С. 52–62.
- Денисова Е.А. Строение и деформационные структуры офиолитовых массивов с лерцолитовым типом разреза // Геотектоника. 1990. № 2. С. 14–27.
- Дудникова В.Б., Урусов В.С. Моделирование процессов протонирования форстерита методом межатомных потенциалов // Геохимия. 2014. № 4. С. 291–301.
- Кравченко Г.Г. Роль тектоники при кристаллизации хромитовых руд Кемпирсайского плутона. М.: Наука, 1969. 232 с.
- Кутолин В.А. Перекристаллизация вещества верхней мантии и её металлогенические следствия // Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. Новосибирск: Наука, 1983. С. 17–22.
- Логинов В.П., Павлов Н.В., Соколов Г.А. Хромитоносность Кемпирсайского ультраосновного массива на Южном Урале / Хромиты СССР. Т. 2. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1940. С. 5–199.
- Москалёва С.В. Гипербазиты и их хромитоносность. Л.: Недра, 1974. 279 с.
- Николя А. Основы деформации горных пород. М.: Мир–Эльф Акитен, 1992. 166 с.
- Новиков И.И. Теория термической обработки металлов. М.: Металлургия, 1986. 480 с.
- Павлов Н.В., Григорьева И.И., Гришина Н.В. Образование и генетические типы хромитовых месторождений геосинклинальных областей / Условия образования магматических рудных месторождений. М.: Наука, 1979. С. 5–78.
- Павлов Н.В., Григорьева-Чупрынина И.И. Закономерности формирования хромитовых месторождений. М.: Наука, 1973. 199 с.
- Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 585 с.
- Савельев А.А. Хромиты Войкаро-Сыныинского массива / Генезис ультрабазитов и связанного с ними оруденения. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1977. С. 63–77.

Савельев Д.Е. К вопросу о происхождении пойкилитовых включений оливина в хромшпинелидах из офиолитовых дунитов // Геологический сборник № 11. Уфа: ДизайнПресс, 2014. С. 134–146.

Савельев Д.Е. Соотношение структур рудоносной дунит-хромититовой ассоциации и перидотитов в офиолитах (на примере массивов Крака) // Литосфера. 2013а. № 2. С. 76–91.

Савельев Д.Е. Происхождение нодулярных текстур (на примере хромититов восточной части массива Средний Крака, Южный Урал) // Руды и металлы. 2013б. № 5. С. 41–49.

Савельев Д.Е., Блинов И.А. Синдеформационные выделения хромшпинелидов в пластически деформированных агрегатах оливина (офиолиты Крака, Южный Урал) // Вестник Пермского университета. Геология. 2015. № 4. С. 44–69.

Савельев Д.Е., Кожевников Д.А. Структурные и петрографические особенности ультрамафитов на участке «месторождение № 33» в восточной части массива Средний Крака (Южный Урал) // Вестник Пермского университета. Геология. 2015. № 1. С. 60–84.

Савельев Д.Е., Федосеев В.Б. Сегрегационный механизм формирования тел хромититов в ультрабазах складчатых поясов // Руды и металлы. 2011. № 5. С. 35–42.

Савельев Д.Е., Федосеев В.Б. Пластическое течение и реоморфическая дифференциация вещества в мантийных ультрамафитах // Вестник Пермского университета. Геология. 2014. № 4. С. 22–41.

Савельев Д.Е., Белогуб Е.В., Котляров В.А. Минералого-геохимическая зональность и деформационный механизм формирования хромитит-дунитовых тел в офиолитах (на примере массива Крака, Южный Урал) / Металлогения древних и современных океанов–2014. Двадцать лет на передовых рубежах геологии месторождений полезных ископаемых. Миасс: Имин УрО РАН, 2014. С. 95–98.

Савельев Д.Е., Сначёв В.И., Савельева Е.Н., Бажин Е.А. Геология, петрогеохимия и хромитоносность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008. 320 с.

Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 230 с.

Савельева Г.Н., Соболев А.В., Батанова В.Г., Сулов П.В., Брюгманн Г. Структура каналов течения расплавов в мантии // Геотектоника. 2008. № 6. С. 25–45.

Саранчина Г.М., Кожевников В.Н. Федоровский метод (определение минералов, микроструктурный анализ). Л.: Недра, 1985. 208 с.

Селиванов Р.А. Условия локализации хромового оруденения в ультрамафитовых массивах Рай-Из и Войкаро-Сынынский. Дисс... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург, 2011. 166 с.

Соколов Г.А. Хромиты Урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распространения / Тр. ИГН АН СССР. Вып. 97. Сер. рудн.-м-ний. № 12. М.: Изд-во АН СССР, 1948. 128 с.

Чащухин И.С., Вотяков С.Л. Поведение элементов семейства железа, оксидометрия и генезис уникальных хромитовых месторождений Кемпирсайского массива // Геол. рудных месторожд. 2009. Т. 51. № 2. С. 140–156.

Чащухин И.С., Вотяков С.Л., Щанова Ю.В. Кристаллохимия хромшпинели и окситермобарометрия ультрамафитов складчатых областей. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2007. 310 с.

Чернышов А.И. Ультрамафиты (пластическое течение, структурная и петроструктурная неоднородность). Томск: Чародей, 2001. 215 с.

Чернышов А.И., Юричев А.Н. Петроструктурная эволюция ультрамафитов Калнинского хромитоносного массива в Западном Саяне // Геотектоника. 2013. № 4. С. 31–46.

Щербаков С.А. Пластические деформации ультрабазитов офиолитовой ассоциации Урала. М.: Наука, 1990. 120 с.

Ярош П.Я. О первоисточнике хрома в дунитах и природе акцессорного хромита // Зап. ВМО. 1980. Ч. 109. Вып. 1. С. 98–105.

Ballhaus C. Origin of the podiform chromite deposits by magma mingling // Earth Planet. Sci. Lett. 1998. V. 156. № 3–4. P. 185–193.

Ballhaus C., Berry R., Green D. High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implication for the oxidation state of the upper mantle // Contrib. Miner. Petrol. 1991. V. 107. P. 27–40.

Bershov L.V., Gaite J.-M., Hafner S.S., Rager H. Electron Paramagnetic Resonance and ENDOR Studies of Cr^{3+} – Al^{3+} Pairs in Forsterite // Phys. Chem. Minerals. 1983. V. 9. P. 95–101.

Carter N.L. Steady state flow of rocks // Rev. Geophys. and Space Phys. 1976. V. 14. № 3. P. 301–360.

Castelnau O., Cordier P., Lebensohn R.A., Merkel S., Rateron P. Microstructures and rheology of the Earth's upper mantle inferred from a multiscale ap-

proach // *Comptes Rendus Physique*. 2010. V. 11. P. 304–315.

Dodd R.T. Minor element abundances in olivines of the Sharps (H3) chondrite // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1973. V. 42. P. 156–167.

Fabries J. Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1979. V. 69. P. 329–336.

Franz L., Wirth R. Spinel inclusions in olivine of peridotite xenoliths from TUBAF seamount (Bismarck Archipelago / Papua New Guinea): evidence for the thermal and tectonic evolution of the oceanic lithosphere // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2000. V. 140. P. 283–295.

Frezzotti M.L., Burke E.A.J., De Vivo B., Stefani B., Villa, I.M. Mantle fluids in pyroxenite nodules from Salt Lake Crater (Oahu, Hawaii) // *Eur. J. Mineral.* 1992. V. 4. P. 1137–1153.

Greenbaum D. The chromitiferous rocks of the Troodos ophiolite complex, Cyprus // *Econ. Geol.* 1977. V. 72. P. 1175–1194.

Hirth G., Kohlstedt D.L. Water in the oceanic upper mantle: implications for rheology, melt extration and the evolution of the lithosphere // *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1996, V. 144. P. 93–108.

Hock M., Friedrich G. Structural features of ophiolitic chromitites in the Zambales Range, Luzon, Philippines // *Mineralium-Deposita*. 1985. V. 20. P. 290–301.

Karato S.-I., Jung H., Katayama I., Skemer Ph. Geodynamic significance of seismic anisotropy of the upper mantle: new insights from laboratory studies // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2008. V. 36. P. 59–95.

Kelemen P.B., Shimizu N., Salters V.J.M. Extrac-tion of mid-ocean-ridge basalt from the upwelling mantle by focused flow of melt in dunite channels // *Nature*. 1995. V. 375. P. 747–753.

Kohler T. Der Ca-Gehalt von Olivin in Gleichgewicht mit Clinopyroxen als Geothermometer. PhD Thesis, Univ. of Mainz, 1989.

Kohlstedt D.L., Goetze C., Durham W.B., van der Sande J.B. A new technique for decorating dislocations in olivine // *Science*. 1976. V. 191. P. 1045–1046.

Lago B.L., Rabinowicz M., Nicolas A. Podiform chromite ore bodies: a genetic model // *J. Petrology*. 1982. V. 23. № 1. P. 103–125.

Leblanc M., Ceuleneer G. Chromite crystallization in a multicellular magma flow: evidence from a chromitite dike in the Oman ophiolite // *Litos*. 1992. V. 27. P. 231–257.

Macwell S.J., Kohlstedt D.L. Diffusion of hydrogen in olivine: implications for water in the mantle // *J. Geophys. Res.* 1990. V. 95. P. 5079–5088.

Matveev S., Ballhaus C. Role of water in the origin of podiform chromitite deposits // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2002. V. 203. P. 235–243.

Nicolas A., Bouchez J.L., Boudier F., Mercier J.C. Textures, structures and fabrics due to solid state flow in some European lherzolites // *Tectonophysics*. 1971. V. 12. P. 55–86.

O'Neill H.St.C., Wall V.J. The olivine-spinel oxygen geobarometer, the nickel precipitation curve and the oxygen fugacity of the upper mantle // *J. Petrology*. 1987. V. 28. № 6. P. 1169–1192.

Ono A. Fe-Mg partitioning between spinel and olivine // *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.* 1983. V. 78. P. 115–122.

Poirier J.-P. Creep of crystals/High-temperature deformation processes in metals, ceramics and minerals. Cambridge University Press, 1985. 287 pp

Rager H. Electron spin resonance of trivalent chromium in forsterite Mg_2SiO_4 // *Phys. Chem. Minerals*. 1977. V. 1. P. 371–379.

Ryabov I.D. EPR study of chromium-doped forsterite crystals: $Cr^{3+}(M1)$ with associated trivalent ions Al^{3+} and Sc^{3+} // *Phys. Chem. Minerals*. 2012. V. 39. P. 725–732.

Schwab R.G., Freisleben B. Fluid CO_2 inclusions in olivine and pyroxene and their behaviour under high pressure and temperature conditions // *Bull. Mineral.* 1988. V. 111. P. 297–306.

Thayer T.P. Principal features and origin of podiform chromite deposits, and some observations on the Guleman-Soridag District, Turkey // *Econ. Geol.* 1964. V. 59. P. 1497–1524.

Yamamoto J., Kagi H., Kaneoka I., Lai Y., Prikhod'ko V.S., Arai S. Fossil pressures of fluid inclusions in mantle xenoliths exhibiting rheology of mantle minerals: implications for the geobarometry of mantle minerals using micro Raman spectroscopy // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2002. V. 198. P. 511–519.

Yamamoto J., Ando J., Kagi H., Inoue T., Yamada A., Yamazaki D., Irifune T. In situ strength measurements on natural upper-mantle minerals // *Phys. Chem. Minerals*. 2008. V. 35. P. 249–257.

Zhou M.-F., Robinson P.T., Malpas J., Li Z. Podiform Chromitites in the Luobusa Ophiolite (Southern Tibet): Implications for Melt-Rock Interaction and Chromite Segregation in the Upper Mantle // *J. Petrology*. 1996. V. 37. № 1. P. 3–21.

Поступила в редакцию 17 ноября 2016 г.