

УДК 552.321.6+553.46

Д. Е. Савельев

К ВОПРОСУ О ПРОИСХОЖДЕНИИ ПОЙКИЛИТОВЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ ОЛИВИНА В ХРОМШПИНЕЛИДАХ ИЗ ОФИОЛИТОВЫХ ДУНИТОВ

Аннотация. Приведены петрографические свидетельства реоморфического происхождения зерен хромшпинелидов в офиолитовых дунитах массива Крака. Показано, что на начальной стадии процесса формируются зернограничные сегрегации хромшпинелидов, которые затем сливаются в новообразованные идиоморфные кристаллы. Обосновывается реоморфический механизм сегрегации примесного хрома из пластически деформирующихся зерен оливина по аналогии с процессом динамического старения сталей и сплавов. Проведен расчет баланса хрома в ходе реоморфической сегрегации его из оливина и показано, что этот процесс может играть важную роль при формировании месторождений хромовых руд в сочетании с частичным плавлением и прогрессирующей реоморфической сегрегацией сформированных зерен хромита в дунитовом теле.

Ключевые слова: реоморфизм, пластическая деформация, сегрегация, офиолиты, дуниты, пойкилитовые включения, хромшпинелиды, хромовые руды, массив Крака.

Постановка проблемы

Термины «пойкилитовое включение» и «пойкилитовая структура» могут иметь различную генетическую интерпретацию. В первом (классическом) понимании они указывают на магматическое происхождение породы, когда включение образовалось ранее минерала – хозяина. В частности, в Геологическом словаре [1978, с. 278] можно прочесть, что «Структура пойкилитовая — характеризующаяся беспорядочными включениями многих зерен одного или разных минералов, часто лишенных кристаллографических очертаний и имеющих округлую форму, в значительно более крупные зерна другого».

Во втором варианте обычно применяются термины «пойкилобласт» или «пойкилобластовая» структура (например, [Половинкина, 1966; Маракушев, Бобров, 2005]), которая характеризуется тем, что «...отдельные более крупные индивиды минералов породы (пойкилобласты) содержат мелкие неориентированные и незакономерные включения других минералов ..., причем последние могут быть идиобластовыми» [Половинкина, 1966]. Возникновение пойкилобластовой структуры связывается обычно с перекристаллизацией пород при метаморфизме. В частности, метаморфический генезис имеют синкинематические включения, захваченные растущими зернами граната при пластическом течении горных пород в условиях высоких температур и давлений. Возникающие при этом

структуры называют также «структурами снежного кома» [Маракушев, Бобров, 2005 и др.].

Кроме того, в литературе есть указания на метасоматическое происхождение пойкилитовых структур, которые возникают «...при метасоматическом образовании крупных индивидов какого-либо минерала, например, полевого шпата, с захватом ранее существовавших минералов породы, подвергшейся метасоматозу» [Коптев-Дворников, 1953; Половинкина, 1966].

В ультрамафитах офиолитовой ассоциации широким распространением пользуются разнообразные включения одних минералов в других: хромшпинелида в оливине и пироксенах; оливина в хромшпинелиде и пироксенах, а также включения мелких зерен в более крупных зернах одного и того же минерала, диагностируемых по различной их кристаллографической ориентировке, что наиболее характерно для оливина, но также отмечено и для пироксенов [Савельев, 2013в; Савельев, Федосеев, 2011 и др.]. В задачи настоящей работы не входит рассмотрение всего многообразия включений минералов в ультрамафитах офиолитовой ассоциации. Ниже мы остановимся лишь на одном очень узком аспекте проблемы — происхождении включений оливина в хромшпинелидах из дунитов, которые традиционно считались доказательством образования пород из ультраосновного расплава (например, [Соколов, 1948; Эдельштейн, 1968]). В частности, в монографии Г.А. Соколова, посвященной уральским месторождениям хромовых руд, читаем: «К числу наиболее убедительных признаков, характе-

ризующих последовательную кристаллизацию двух минералов, относятся идиоморфные включения одного минерала в другом, если только включенный минерал не относится к явно пневматолитическим образованиям ... или ... не возникает в результате распада твердого раствора ...» [Соколов, 1948, с. 49].

После этой цитаты далее в тексте следует подробное описание пойкилитовых включений оливина в рудообразующих хромшпинелидах, интерпретируемых как первичномагматические. Аналогичным образом пойкилитовые включения оливина в хромшпинелидах интерпретируются до настоящего времени как в отечественной, так и в зарубежной литературе. В распоряжении автора настоящей статьи оказались новые факты, которые дают основание иначе трактовать механизм образования этих включений в офиолитовых дунитах.

Фактический материал

Предметом исследования являются образцы шпинелевых перидотитов и дунитов, отобранные из вмещающей толщи месторождения № 33 в восточной части массива Средний Крака (рис. 1). Поскольку подробное описание участка месторождения и структуры слагающих его пород приведено в предыдущих работах автора [Савельев, 2013а, 2013в], остановимся здесь только на основных результатах предыдущих исследований.

Прежде всего следует отметить, что несмотря на довольно значительную степень серпентинизации изученных образцов ультрамафитов (от 30 до 60%), во всех случаях она носит «квазистатистический» характер, о чем говорит отсутствие смещений первичных высокотемпературных полос скольжения в оливине прожилками петельчатого серпентина (рис. 2). Во всех изученных образцах диагностированы деформационные структуры, образованные на этапе высокотемпературного пластического течения в верхней мантии (рис. 1). Породы претерпели проникающие пластические деформации, которые отразились в образовании преимущественной ориентировки зерен оливина как по форме, так и в формировании отчетливых петроструктурных узоров [Савельев, 2013в]. Минеральная уплощенность зерен оливина подчеркивается ориентировкой агрегатов хромшпинелидов, хотя макроскопическая

полосчатость, характерная для дунит-гарцбургитового комплекса, на изученном участке почти не проявлена.

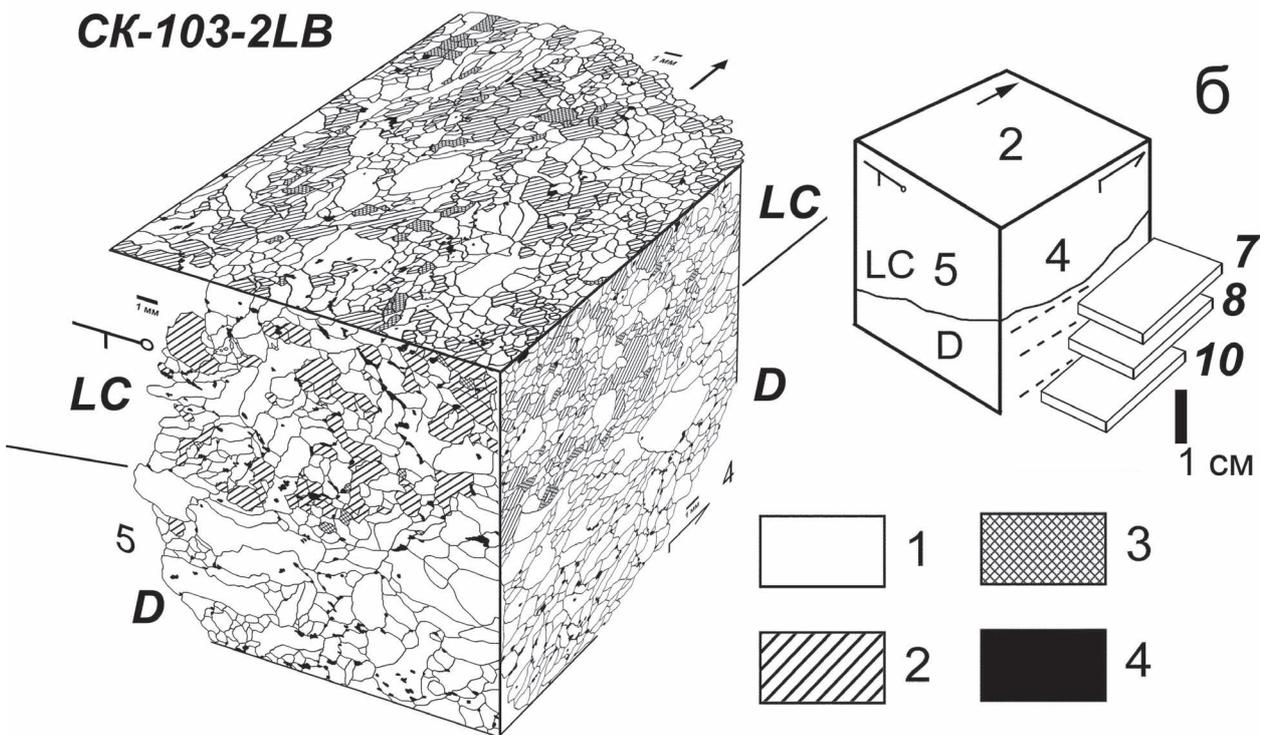
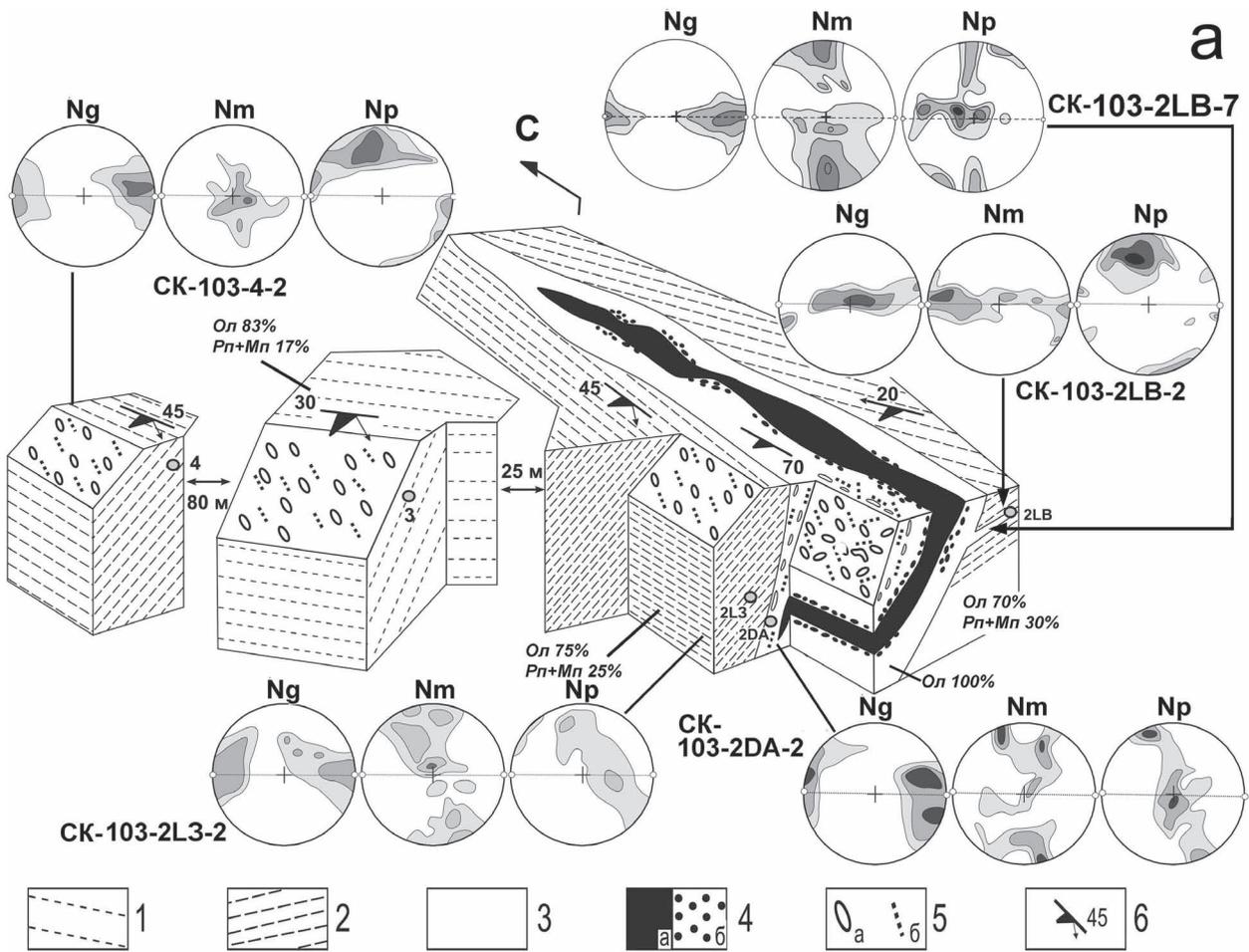
В разрезе рудоносной зоны преимущественным распространением пользуются шпинелевые перидотиты, имеющие следующий состав: оливин >65%, ортопироксен 15–30%, клинопироксен 2–7%, шпинелиды 0,п–1%. Дуниты встречаются только в непосредственной близости от хромититов, образуя вокруг них оторочку мощностью от 0,5 до 3 м и тонкие прожилки в перидотитах на восточном фланге рудоносной зоны. Породы габброидного состава, часто отмечающиеся в пределах хромитовых зон офиолитов и считающиеся продуктами кристаллизации дифференциатов базальтоидной выплавки [Савельев и др., 2008], на изученной площади не встречены.

В ультрамафитах установлены следующие минералого-геохимические закономерности [Савельев и др., 2014]. В перидотитах с приближением к рудному телу происходит увеличение содержания пироксенов от 17–20% до 25–30%, которое резко падает до нуля в околорудных дунитах. В перидотитах на удалении от рудоносной зоны аксессуарный шпинелид низкохромистый (20,59–43,05% Cr₂O₃) и высокоглиноземистый (26,77–45,55% Al₂O₃). По мере приближения к рудному телу в шпинелидах перидотитов постепенно увеличивается глиноземистость вплоть до точки СК-103-2L3 с наиболее высоким содержанием Al₂O₃ (52,34–54,87%) и низкой концентрацией хрома (12,56–15,3% Cr₂O₃). В дунитах шпинелид высокохромистый (53,94–55,13% Cr₂O₃), максимальные содержания хрома отмечены в массивных крупнозернистых и нодулярных хромититах (60,8–62,2% Cr₂O₃). В перидотитах, примыкающих к дунитам с востока, содержание хрома в шпинелиде вновь снижается (21,73–35,89% Cr₂O₃). Закономерное изменение состава хромшпинелидов, наблюдаемое в масштабе участка (первые метры – десятки метров), сохраняется и в масштабе штуфов (миллиметры – сантиметры).

Наиболее интересные данные были получены по образцу СК-103-2LB, отобранному в 2 м восточнее контакта околорудных дунитов со шпинелевыми перидотитами. В перидотитах отмечаются дунитовые полосы мощностью 1–5 см, одна из которых и представлена в упомянутом образце. Изучение образца СК-103-2LB показало, что содержание хрома

Рис. 1. Схематическая блок-диаграмма участка месторождения № 33 (а) и внутренняя структура образца СК-103-2LB (б). По данным [Савельев, 2013б], с дополнениями

Условные обозначения: а — 1–2 — шпинелевые перидотиты с различным содержанием ортопироксена (1 — <20%, 2 — >20%), 3 — дуниты, 4 — хромититы массивные (а) и нодулярные (б), 5 — ориентировка зерен оливина (а) и агрегатов хромшпинелидов (б) на плоскостях минеральной сланцеватости, 6 — залегание структурных элементов (минеральной уплощенности и линейности) в ультрамафитах; б — 1 — оливин, 2 — ортопироксен, 3 — клинопироксен, 4 — хромшпинелид; D — дунит, LC — лерцолит.



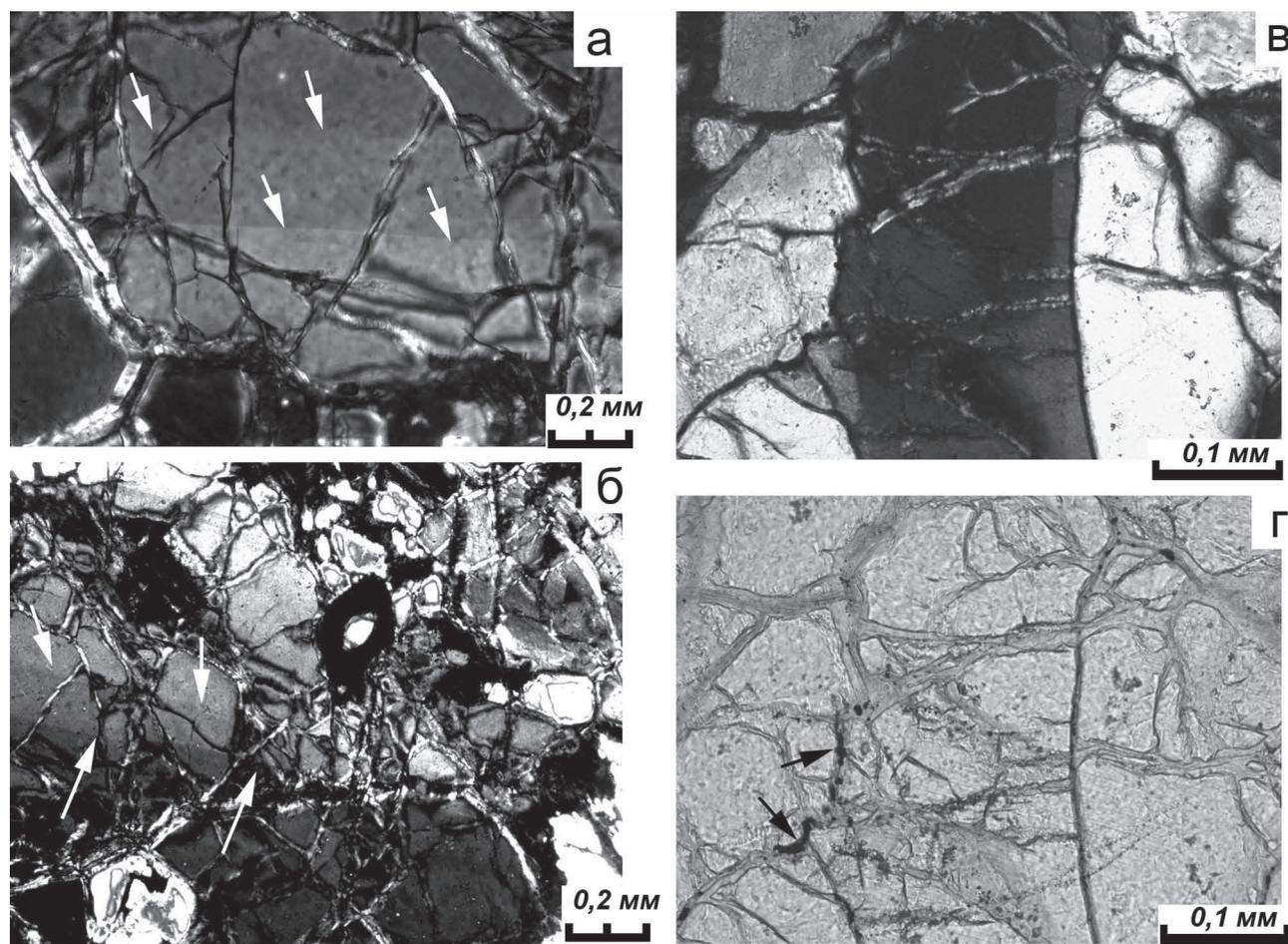


Рис. 2. Полосы скольжения в оливине, образованные на этапе высокотемпературного течения и не нарушенные при наложенной петельчатой серпентинизации

Примечание: снимки в проходящем плоско-поляризованном свете; на фото а и б стрелки указывают на полосы скольжения; на фото в и г показан один и тот же участок, сверху — николи скрещены, внизу — параллельны, на фото г стрелки указывают на сегрегации хромшпинелидов.

в шпинелидах возрастает от «лерцолитового» края шлифа к центру дунитового прожилка от 21,73 до 35,89%. Одновременно концентрация Cr_2O_3 уменьшается в оливине от 0,2% до <0,01%.

Для проведения петроструктурных исследований из образца были изготовлены шлифы в трех взаимно перпендикулярных срезах, что позволило более точно определить элементы залегания минеральной уплощенности и линейности в породе по методике А.И. Чернышова [1996]. Проведенные петроструктурные исследования показали, что оливин из дунитового прожилка (СК-103-2LB7) имеет ярко выраженную тектоническую текстуру, сформированную путем внутризернового трансляционного скольжения по системе $\{0kl\}[100]$. Такая же система скольжения является доминирующей и в околорудных дунитах (обр. СК-103-2DA) [Савельев, 2013б]. Судя по экспериментальным данным, эта система скольжения характеризует условия

наиболее высокой скорости деформации ультрамафитов [Щербаков, 1990; Carter, 1976]. В перидотитах, включающих дунитовый прожилок на восточном фланге рудной зоны (СК-103-2LB2), получен петроструктурный узор, реализующийся в условиях повышенного содержания H_2O (влажные условия) [Karato et al., 2008].

Наиболее высокие равновесные температуры (980–1080 °С) в паре оливин – хромшпинелид, рассчитанные с использованием геотермометров Оно, Фабри и О'Нейла–Уолла–Большауза–Берри–Грина [Ballhaus et al., 1991; Fabries, 1979; O'Neill et al., 1987; Ono, 1983], были получены для перидотитов западного фланга месторождения, характеризующихся максимальным содержанием пироксенов. Понижение их (680–960 °С) отмечается в околорудных дунитах, перидотитах восточного фланга и перидотитах на удалении от рудной зоны [Савельев и др., 2014].

В большинстве изученных образцов перидотитов и дунитов отмечается наличие обычных для ультрамафитов данного формационного типа включений оливина в зернах хромшпинелидов (рис. 3). Они имеют размер от сотых долей миллиметра до 0,2 мм, округлую форму и, при наличии нескольких включений, незакономерное расположение внутри минерала — хозяина. Одной из характерных особенностей пойкилитовых включений оливина в хромшпинелиде является повышенное содержание в них оксида хрома (0,2–0,25%) по сравнению с минералами оливинового матрикса (0,0n%). С одной стороны, это может быть вызвано «обогащением» хромом при анализе, но с другой стороны, близкие содержания Cr_2O_3 были получены в отдельных зернах оливина из матрикса перидотитов на удалении от рудоносной зоны, и это обстоятельство скорее указывает на корректность полученных данных по минералам — включениям. Кроме того, в литературе достаточно много указаний на то, что пойкилитовые оливины обогащены хромом по сравнению с матриксом, особенно в хромовых рудах, где включения наиболее многочисленны [Moutte, 1982 и др.].

Как уже отмечалось выше, наиболее интересные данные были получены при детальном изучении маломощного дунитового прожилка в перидотите (образец СК-103-2LB), который является частью параллельных маломощных дунитовых жил (0,1–0,7 см), оперяющих основное дунитовое тело с востока. При этом рудовмещающее дунитовое тело и хромититы залегают субвертикально, а маломощные прожилки характеризуются как крутым, так и пологим западным падением, что указывает, скорее, на «обтекание» ими линзовидных блоков массивных перидотитов в этой части зоны. На западном фланге подобная система жил не наблюдалась.

В срезах, перпендикулярных минеральной сланцеватости породы (шлифы СК-103-2LB4 и -2LB5), хромшпинелиды формируют цепочки мелких зерен (0,0n–0,2 мм), которые ориентированы согласно с уплощенностью оливина и располагаются преимущественно на границах его зерен. В некоторых зернах хромшпинелидов присутствуют округлые пойкилитовые включения оливина размером до 0,2 мм.

В параллельных срезах, выполненных в плоскости минеральной сланцеватости (шлифы СК-103-2LB7, -2LB9, -2LB10), зерна хромшпинелидов имеют в среднем больший размер (0,1–0,6 мм), что указывает на их уплощенность в данной плоскости. Вместе с тем здесь проявляются и совершенно новые взаимоотношения между оливином и хромшпинелидом, а также новые формы выделений последнего. Вдоль границ зерен деформированного оливина с хорошо выраженными полосами скольжения, реже — по границам субзерен, наблюдаются многочисленные мельчайшие выделения хромшпинелида, который в проходящем свете надежно диагностируется по коричневому цвету (в отличие от непрозрачающего вторичного магнетита в серпентиновых шнурах).

Наиболее мелкие (пылевидные) выделения хромшпинелида, различимые при оптическом увеличении, имеют диаметр около 5–10 мкм, но чаще встречаются их сегрегации, имеющие нитевидную форму, длиной до 0,5 мм и от 5 до 20 мкм в поперечном сечении (рис. 4). В некоторых случаях такие нитевидные сегрегации сливаются в определенных центрах, причем такое слияние сопровождается одновременным оформлением границ в виде идиоморфных кристаллов новообразованного хромшпинелида (рис. 5). В тех же шлифах, при увеличении размеров новообразованных зерен хромшпинели-

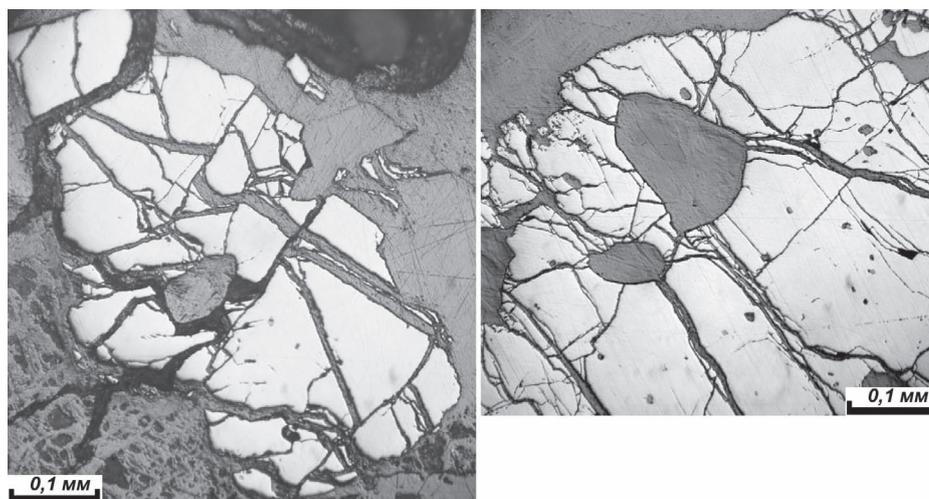


Рис. 3. Типичные включения серпентинизированного оливина в зернах хромшпинелида из ультрамафитов и хромовых руд
Примечание: снимки в отраженном свете, белое — хромшпинелид, серое — серпентинизированный оливин.

дов, можно наблюдать захват растущими зернами мелких кристаллов оливина, приводящий в конечном итоге к образованию типичных пойкилитовых

включений последнего (рис. 6). При этом иногда захваченное зерно оливина окаймляется лишь тонким слоем минерала – хозяина.

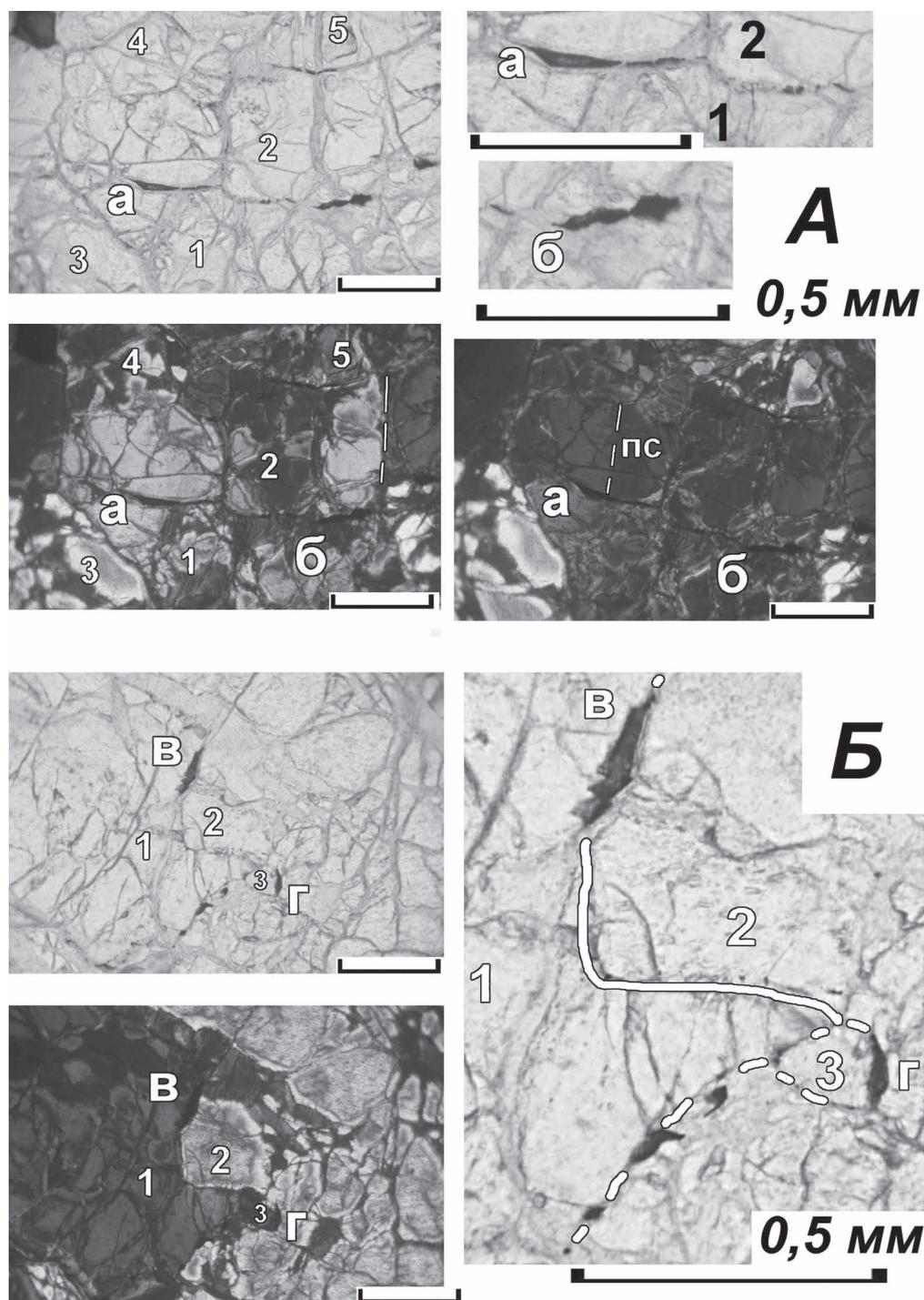


Рис. 4. Нитевидные выделения хромшпинелидов на границах деформированных зерен оливина

Примечание: снимки в проходящем плоско-поляризованном свете; здесь и далее приведены фотографии шлифа СК-103-2LB7; цифрами обозначены одни и те же зерна на снимках одного и того же участка, сделанных с различным увеличением, с анализатором и без него; буквами обозначены соответствующие выделения хромшпинелидов на границах зерен оливина. Сплошные белые линии — большеугольные границы (границы зерен), пунктирная линия — малоугольные границы (границы субзерен) и полосы скольжения (пс) в оливине. Длина масштабной линейки 0,5 мм.

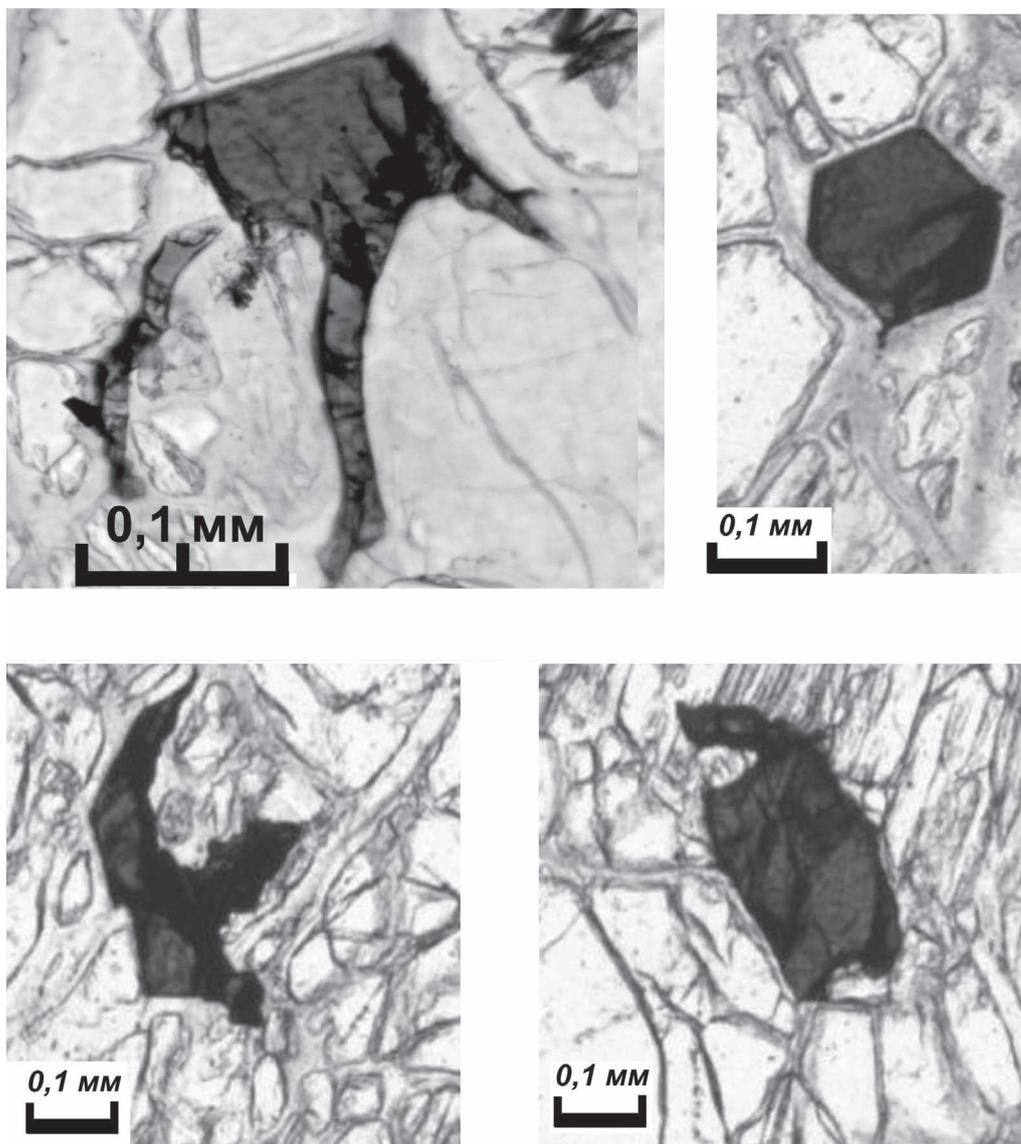


Рис. 5. Группировка нитевидных сегрегаций хромшпинелидов в идиоморфные кристаллы

Примечание: снимки в проходящем плоско-поляризованном свете.

Обсуждение результатов

Как было отмечено выше, в минералах ультрамафитов отмечаются разнообразные макро- и микровключения. Наличие макровключений (пойкилитовых включений одного минерала в другом) либо рассматривается как доказательство магматического генезиса породы [Соколов, 1948; Малахов, Малахова, 1970; Шарков и др., 1988 и др.], либо они считаются реликтами, сохранившимися от магматического этапа и незатронутыми высокотемпературными деформациями, которые фиксируются в породах [Cassard et al., 1981].

Изучению микровключений в последние годы уделяется очень пристальное внимание, в первую

очередь, в связи с увеличением разрешающей способности аппаратуры. Однако интерпретация полученной геохимической информации во многом зависит от того, как исследователи а priori определяют свое отношение к генезису этих включений. Например, в работах [Симонов и др., 2006, 2009] после детального изучения расплавных включений в хромшпинелидах делаются выводы о составе родоначальных расплавов, сформировавших хромитовое оруденение. Другие исследователи, изучая включения твердых и флюидных фаз в хромшпинелидах и оливинах, делают выводы о термодинамическом режиме образования «дунитов замещения» [Ahmed, Arai, 2001; Melcher et al., 1999 и др.]. Но чаще всего на основании подобных детальных

геохимических исследований делается вывод о «полигенности и полихронности» рудообразующих процессов [Auge, 1987; Zhou et al., 1996 и др.].

Таким образом, принципиальный вопрос «о генезисе» включений остается в философской области и не решается в процессе научного исследования. Причина заключается, по-видимому, в том,

что для ответа на вопрос: «какой процесс привел к образованию включений?», необходимо «поймать» этот процесс в развитии. В этом смысле больше «повезло» коровым метаморфитам, где можно видеть практически все стадии образования пойкилобластовой структуры [Маракушев, Бобров, 2005]. Тем не менее при изучении ультрамафитов место-

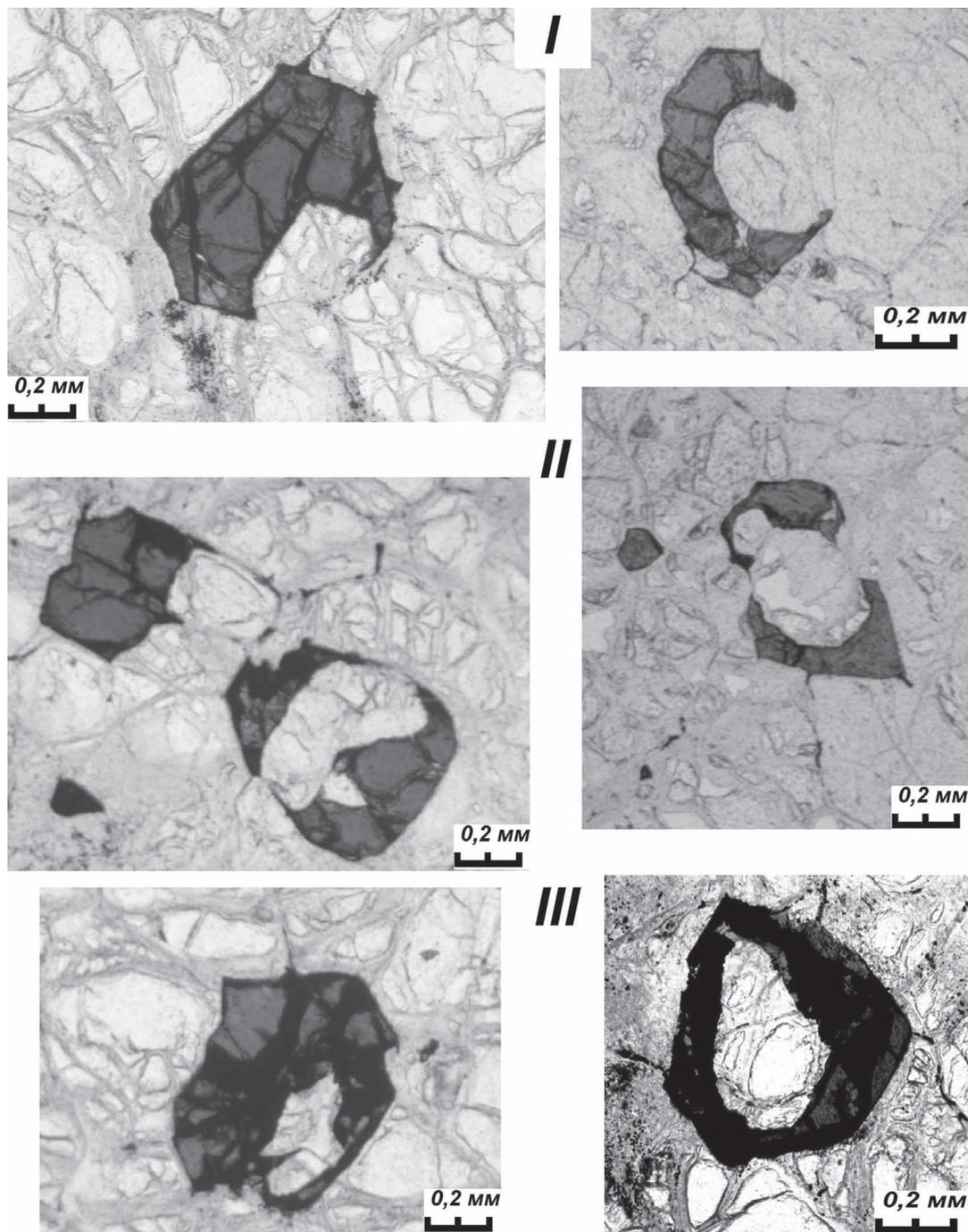


Рис. 6. Последовательные стадии захвата мелких зерен оливина нитевидными зернограницными сегрегациями хромшпинелида

Примечание: снимки в проходящем плоско-поляризованном свете.

рождения № 33 на Среднем Крака были получены новые данные о взаимоотношениях оливина и хромшпинелида, которые могут помочь ответить сразу на два вопроса: 1) о механизме образования пойкилитовых включений и 2) о механизме образования дополнительных количеств рудного вещества (хромшпинелидов) в дунитах.

Как видно из вышеизложенного фактического материала, все породы изученного участка в момент «замораживания» процесса мантийного минералообразования находились в условиях интенсивных пластических деформаций, протекавших в режиме дислокационной ползучести. Последнее подтверждается сопоставлением полученных петроструктурных узоров для породообразующих минералов с экспериментальными данными [Щербаков, 1990; Carter, 1976; Karato et al., 2008 и др.]. Общее давление может быть оценено лишь приблизительно >7 кбар (по отсутствию плагиоклаза), оценки температур дают наиболее вероятный интервал $800\text{--}1000^\circ\text{C}$, содержание воды в образце СК-103-2LB, деформированном в наиболее «влажных» условиях, оценивается в >200 ppm H/Si и величина стресса >400 МПа [Савельев, 2013в]. При этом максимальный стресс (и/или скорость деформации) всегда связан с мономинеральными оливиновыми агрегатами (дунитами) [Савельев, 2013б, в]. Таким образом, выявляется однозначная связь описанных выше выделений хромшпинелидов с высокотемпературными деформациями ультрамафитов и с образованием дунитового прожилка в перидотите, то есть с самой начальной стадией формирования мономинерального оливинового обособления.

Наиболее ранними выделениями хромшпинелидов, которые могут быть диагностированы оптическими методами, являются 10μ -микронные пылевидные частицы на границах зерен (реже — субзерен) деформированного оливина, которые чаще всего встречаются в виде нитевидных сегрегаций. Указания на возможность реализации подобных механизмов в геологических средах содержатся в ряде публикаций, посвященных петрологии мантийных ультрамафитов [Кутолин, 1983; Савельев и др., 2008 и др.; Ярош, 1980; Гончаренко, 1989]. В литературе есть указания на экспериментально воспроизведенную сегрегацию примеси марганца из зерен оливина при деформации последнего [Chapman, 1969].

Альтернативными объяснениями изученных образований могут быть следующие: 1) деструктивный «обратный порядок» образования хромшпинелидов и 2) метасоматическая природа новообразованных хромшпинелидов. Рассмотрим указанные возможности.

В первом варианте, при деформации «жестких включений» (хромшпинелидов), окруженных более

податливым материалом (оливином) мы должны были бы наблюдать будинаж, раскалывание зерен, но никак не «растекание» их в виде тонких нитевидных прожилков.

По поводу второго варианта отметим следующее. Для того чтобы всерьез рассматривать метасоматическое происхождение наблюдаемых структурных взаимоотношений оливина и хромшпинелида и морфологических особенностей последних необходимо, по крайней мере, данные о составе предполагаемого флюида, механизмах растворения, переноса и отложения из него одновременно хрома и алюминия. Автору настоящей статьи неизвестны работы сторонников метасоматического образования дунитов и хромовых руд, в которых бы указывались вероятные агенты переноса хрома в ультрамафитах с опорой на экспериментальные исследования или на факты обнаружения реакционных взаимоотношений между минералами, которые бы могли иллюстрировать процессы растворения — отложения *in situ*.

Таким образом, нитевидные выделения хромшпинелидов являются результатом реоморфической сегрегации хрома и алюминия из породообразующего оливина. При прогрессирующем пластическом течении породы хромшпинелидовые сегрегации группируются в определенных центрах, причем обнаруживается стремление их «создать» новый кристалл, обладающий кристаллографическими очертаниями (рис. 5). Подобные сегрегационные процессы, инициированные пластической деформацией, довольно хорошо изучены для металлов и сплавов [Бабич и др., 1972; Гегузин, 1986; Гегузин, Кривоглаз, 1971; Стариков и др., 2006 и др.], и автору настоящей работы представляется корректным считать эти явления аналогичными по природе.

Пластическая деформация в металлах, так же как в природных поликристаллических агрегатах (горных породах), реализуется путем перемещения дислокаций (внутризерновое скольжение). Перемещению дислокаций препятствуют примесные атомы, которые в стали представлены чаще всего атомами углерода и легирующих элементов, а в оливине — атомами хрома, алюминия, марганца и др. Вокруг примесных атомов возникают так называемые «атмосферы Коттрела», тормозящие скольжение, и поэтому, чтобы продолжить деформацию, необходимо увеличивать напряжение (явление деформационного упрочнения) [Лахтин, Леонтьева, 1980]. Альтернативная «возможность» — образование в местах скопления примесных атомов новой границы. Таким образом, с одной стороны, для пластического течения термодинамически выгодно, чтобы примесные атомы выходили из объема кристалла на его границы, а с другой, чтобы в местах с повышенным

содержанием примесных атомов эти границы образовывались. В металлах сегрегация атомов углерода при деформации ведет к так называемому «динамическому старению», выражающемуся в образовании карбидов железа, что часто ведет к ухудшению пластических свойств [Материаловедение, 1986], образование сегрегаций второй фазы в сталях и сплавах также часто является причиной разрушения образцов [Бунин, Баранов, 1970].

В отличие от геологических материалов, в металлургии все эксперименты по деформации заканчиваются с разрушением образца, и поэтому мы не можем до конца проследить аналогию результатов пластической деформации в сталях и в горных породах. С другой стороны, есть указания на то, что стали и сплавы, подвергшиеся динамическому старению, при штамповке проявляют анизотропию пластических свойств, при этом наименьшую пластичность проявляют участки с высоким содержанием сегрегаций твердых включений [Журавлев, Николаева, 1981]. Отсюда можно сделать вывод, что сегрегация более твердой фазы (хромита) в поликристаллическом оливине также должна способствовать «расслоению» материала со все большим разделением его на высокопластичные существенно оливинные слои и более прочные слои, обогащенные сегрегациями хромита, сопротивляющимися деформации.

Таким образом, наблюдаемые новообразования хромшпинелидов в маломощном дунитовом прожилке внутри перидотита свидетельствуют об инициальной стадии извлечения хрома из порообразующего оливина, который в ходе прогрессирующего

пластического течения дунита мог сформировать рудное тело. Следует отметить, что в рассмотренном случае образование новых порций хромшпинелида во вновь формирующемся дуните происходило без видимых следов частичного плавления.

Ранее нами был рассмотрен вопрос баланса вещества при формировании месторождений хромовых руд в условиях перехода лерцолитового блока в такой же объем реститового дунита [Савельев, Федосеев, 2013]. В заключение данного исследования попытаемся провести подобный расчет для чисто метаморфического перераспределения хрома, используя полученные данные о содержании хрома в оливинах [Савельев и др., 2014].

В таблице 1 приведены данные о содержании Cr_2O_3 в оливинах из шпинелевых перидотитов на удалении от рудоносной зоны и в перидотитах и дунитах вблизи рудного тела.

Из таблицы видно, во-первых, что наибольшие концентрации хрома (до 0,24%) в перидотитах вблизи рудоносной зоны встречаются в пойкилитовых включениях оливина. В оливинах матрикса содержание Cr_2O_3 значительно ниже, снижаясь ниже предела чувствительности в дунитовом прожилке образца СК-103-2LB [Савельев и др., 2014]. В перидотитах на удалении от рудоносной зоны (обр. СК-103-3 и СК-103-4) содержание оксида хрома в среднем составляет около 0,1%, причем отмечаются довольно значительные вариации, включая высокие концентрации (до 0,23%) в оливинах матрикса. В нижних строках приведены средние значения, причем в самой нижней строке указаны средние содержания в образцах СК-103-2LB и СК-103-2L3

Таблица 1

Содержание оксида хрома в оливинах из ультрамафитов месторождения № 33 (масс. %)

№ обр.	Cr_2O_3 , мас.%	№ обр.	Cr_2O_3 , мас.%	№ обр.	Cr_2O_3 , мас.%	№ обр.	Cr_2O_3 , мас.%
103-2L3	0,21	103-2LB-л	0,24	103-2D	0,05	103-3	0,11
103-2L3	0,08	103-2LB-л	<0,01	103-2D	<0,01	103-3	0,02
103-2L3	0,13	103-2LB-л	0,05	103-2D	0,1	103-4	0,23
103-2L3	0,15	103-2LB-л	0,05	103-2D	0,12	103-4	0,12
103-2L3	<0,01	103-2LB-д	<0,01			103-4	<0,01
103-2L3	0,02	103-2LB-д	<0,01				
103-2L3	<0,01	103-2LB-д	<0,01				
103-2L3	<0,01	103-2LB-д	0,06				
103-2L3	0,11	103-2LB-д	0,08				
		103-2LB-д	<0,01				
		103-2LB-д	0,05				
среднее:	0,078		0,048		0,0675		0,096
	0,05*		0,029*				

Примечание: полужирным курсивом выделены анализы пойкилитовых включений оливина; значок «*» в нижней строчке означает, что при расчете средних значений не учитывалось содержание Cr_2O_3 в пойкилитовых включениях оливина, в третьем столбце буква «л» указывает, что анализ характеризует оливин из лерцолита, а «д» — из дунитового прожилка.

без учета пойкилитовых зерен. В перидотитовой части этих образцов содержание оксида хрома заметно снижается и составляет 0,06–0,08%. Еще ниже (на уровне ошибки метода) содержание оксида хрома в оливинах из дунитового прожилка.

Для проведения упрощенного баланса оксида хрома при метаморфогенном (реоморфическом) образовании дунитов примем данные табл. 1, согласно которым при переходе от безрудного перидотитового участка (СК-103-4) к дунитам содержание оксида хрома в оливине уменьшается на величину от 0,03 до 0,05%. Результаты расчета приведены в табл. 2.

Согласно полученным результатам, при реоморфическом извлечении хрома из оливина в ходе образования дунитового тела площадью 100×100 м при мощности 10 м может быть сформирована залежь хромитита, содержащая от 96 до 160 тонн Cr₂O₃ или 192–320 тонн массивной хромовой руды с содержанием 50% Cr₂O₃. Подобные дунитовые тела являются весьма распространенными на массивах Крака и включают месторождения с сопоставимыми запасами хромовых руд.

Кроме того, на массивах Крака довольно широко распространены дунитовые тела протяженностью около 1 км (месторождение им. Менжинского, Саксей-Ключевская рудоносная зона). Расчет показывает, что для подобных тел при их ширине всего 100 м и мощности 30 м реоморфическая сегрегация хрома может дать месторождения с запасами от 5,8 тыс. т массивной руды до 16 тыс. т хромовой руды с содержанием Cr₂O₃ 30%. И в этом случае также известные месторождения характеризуются сопоставимыми запасами хромовых руд, реже встречаются более крупные объекты.

Таким образом, проведенная оценка возможного рудогенерирующего потенциала реоморфической сегрегации хрома из породообразующего оливина показывает вполне реальные результаты

и тем самым должна рассматриваться как один из рудогенерирующих механизмов, наряду с частичным плавлением мантийных перидотитов.

Выводы

1. Проведенное изучение образцов перидотитов и дунитов восточного фланга месторождения № 33 на массиве Средний Крака позволило зафиксировать процесс образования включений оливина в зернах хромшпинелидов *in situ*.

2. Включения оливина являются побочным продуктом метаморфической (реоморфической) сегрегации примесного хрома из зерен оливина, инициированной пластической деформацией последних.

3. Начальные стадии сегрегации, фиксируемые при оптическом увеличении, проявляются в образовании нитевидных макроскопических выделений хромшпинелида вдоль границ зерен и субзерен оливина, которые в дальнейшем сливаются, формируя кристаллографически ограненные кристаллы. Включения оливина внутри таких зерен возникают в случае присутствия мелких оливиновых зерен на «пути сегрегации» хромита.

4. Впервые выявленные в природных образцах структуры реоморфической сегрегации примесей по генезису представляют собой аналоги структур, образующихся в условиях динамического старения металлов.

5. Реоморфическая сегрегация примесей (хрома) из породообразующего оливина является одним из важных рудогенерирующих процессов для формирования месторождений хромовых руд.

Работа выполнена при поддержке гранта «РФФИ – Поволжье» № 14-05-97001.

Благодарности: автор благодарит Е.В. Белогуб, В.А. Котлярова, И.А. Блинова за проведенные минералого-геохимические исследования ультраафи-

Таблица 2

Оценка масштабов месторождений при метаморфическом извлечении хрома из оливина при образовании дунитов

Извлечение Cr ₂ O ₃ из оливина, мас. %		0,05	0,03	0,05	0,03
Размеры дунитового блока, м	длина	100	100	1000	1000
	ширина	100	100	100	100
	мощность	10	10	30	30
	объем, м ³	100000	100000	3000000	3000000
оливин	плотность, т/м ³	3,2	3,2	3,2	3,2
	масса, т	320000	320000	9600000	9600000
хромит в виде:	Cr ₂ O ₃ , т	160	96	4800	2880
	руда 50% Cr ₂ O ₃ , т	320	192	9600	5760
	руда 30% Cr ₂ O ₃ , т	533	320	16000	9600

тов, Е.А. Бажина и Д.Г. Ширяева за помощь в проведении полевых исследований, А.В. Лёшина — за подготовку ориентированных образцов, а также своего учителя В.И. Сначёва за содействие в исследованиях.

Литература:

Бабич В.К., Гуль Ю.П., Долженков И.Е. Деформационное старение стали. — М.: Металлургия, 1972. — 320 с.

Бунин К.П., Баранов А.А. Металлография. — М.: Металлургия, 1970. — 312 с.

Гегузин Я.Е. Восходящая диффузия и диффузионное последствие // Успехи физических наук. — 1986. — Т. 149, Вып. 1. — С. 149–159.

Гегузин Я.Е., Кривоглаз М.А. Движение макроскопических включений в твердых телах. — М.: Металлургия, 1971. — 344 с.

Геологический словарь: В 2 т. / Под ред. К.Н. Паффенгольца. — 2-е изд., испр. — Т. 2: Н–Я. — М.: Недра, 1978. — 456 с.

Гончаренко А.И. Деформация и петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. — Томск: Изд-во Томского ун-та, 1989. — 404 с.

Журавлев В.Н., Николаева О.И. Машиностроительное стали. — 3-е изд. — М.: Машиностроение, 1981. — 392 с.

Коптев-Дворников В.С. Явления гибридизации на примерах некоторых гранитных интрузий палеозоя Центрального Казахстана. — М.: Изд-во АН СССР, 1953. — 220 с. — (Тр. ИГН АН СССР; Вып. 147, петрограф. сер., № 44).

Кутолин В.А. Перекристаллизация вещества верхней мантии и ее металлогенические следствия // Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. — Новосибирск: Наука, 1983. — С. 17–22.

Лахтин Ю.М., Леонтьева В.П. Материаловедение. — М.: Машиностроение, 1980. — 493 с.

Малахов И.А., Малахова Л.В. Нижне-Тагильский пироксенит-дунитовый массив и вмещающие его породы. — Свердловск, 1970. — 167 с.

Маракушев А.А., Бобров А.В. Метаморфическая петрология. — М.: Изд-во МГУ: Наука, 2005. — 256 с.

Материаловедение: Учебник для вузов / Б.Н. Арзамасов, И.И. Сидорин, Г.Ф. Косолапов, В.И. Макарова, Г.Г. Мухин, Н.М. Рыжов, В.И. Силаева, Н.В. Ульянова. — М.: Машиностроение, 1986. — 384 с.

Половинкина Ю.Ир. Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород. — Ч. 1: Словарь терминов. — М.: Недра, 1966. — 240 с.

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. О реоморфической дифференциации вещества ультрамафитов (на примере месторождения № 33, Средний Крака) // Геологический сборник № 10 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа: ДизайнПресс, 2013в. — С. 241–256.

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. — Миасс: ИМин УрО РАН, 2014. — С. 95–98.

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

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

Савельев Д.Е., Федосеев В.Б. О балансе вещества и механизмах дифференциации при формировании хромитовых руд в офиолитах // Геологический сборник № 10 / ИГ УНЦ РАН. Уфа: ДизайнПресс, 2013. — С. 236–240.

Симонов В.А., Иванов К.С., Смирнов В.Н., Ковязин С.В. Физико-химические параметры расплавов, принимающих участие в формировании хромитовых руд Ключевского ультраосновного массива (Средний Урал, Россия) // Геология рудных месторождений. — 2009. — Т. 51, № 2. — С. 125–139.

Симонов В.А., Салихов Д.Н., Ковязин С.В., Дунаев А.Ю. Особенности кристаллизации хромитовых руд Верхне-Убалинского месторождения (Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов—2006. Условия рудообразования. — Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. — С. 140–145.

Соколов Г.А. Хромиты Урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распространения. — М., 1948. — 127 с. — (Тр. ИГН АН СССР; Вып. 97, серия рудн. Месторождений, № 12).

Стариков С.А., Кузнецов А.Р., Сагарадзе В.В., Печенкин В.А., Степанов И.А. Модель деформационно-индуцированной сегрегации на движущейся границе зерна в сплаве Fe-Cr-Ni // Физика металлов и материаловедение. — 2006. — Т. 102, № 2. — С. 147–151.

Чернышов А.И. Идентификация плоскостных и линейных структурных элементов в динамометаморфизованных ультрамафитах // Динамометаморфизм и петроструктурная эволюция пород мафит-ультрамафитовой ассоциации. — Томск, 1996. — С. 99–101.

Шарков Е.В., Богатиков О.А., Ионов Д.А. Ультрамафиты расслоенных интрузивов // Магматические горные породы. Т. 5: Ультраосновные горные породы. — М.: Наука, 1988. — С. 140–168.

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

Эдельштейн И.И. Петрология гипербазитов Тоболо-Иргизского района Южного Урала и особенности связан-

ных с ними кор выветривания. — М.: Наука, 1968. — 200 с.

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

Ahmed A.H., Arai S. Petrological characteristics of podiform chromitites and associated peridotites of the Pan African Proterozoic ophiolite complexes of Egypt // Miner. Deposita. — 2001. — V. 36. — P. 72–84.

Auge T. Chromite deposits in the northern Oman ophiolite: mineralogical constraints // Miner. Deposita. — 1987. — V. 22. — P. 1–10.

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

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

Cassard D., Nicolas A., Rabinowitch M., Moutte J., Leblanc M., Prinzhofer A. Structural Classification of Chromite Pods in Southern New Caledonia // Econ. Geology. — 1981. — V. 76. — P. 805–831.

Chapman Y. Dislocations in the deformation of olivine // Amer. J. Sci. — 1969. — V. 267. — P. 841–852.

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

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.

Melcher F., Grum W., Thalhammer T.V., Thalhammer O.A.R. The giant chromite deposits at Kempirsai, Urals: constraints from trace element (PGE, REE) and isotope data / Mineralium Deposita. — 1999. — Springer-Verlag, 34 — P. 250–272.

Moutte J. Chromite deposits of the Tiebaghi ultramafic massif, New Caledonia // Econ. Geology. — 1982. — V. 77. — P. 576–591.

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. Petrol. — 1987. — V. 28. — 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.

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, No 1. — P. 3–21.

Сведения об авторе:

Савельев Дмитрий Евгеньевич, Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук (ИГ УНЦ РАН), г. Уфа. E-mail: savl71@mail.ru.

ON THE ORIGIN OF OLIVINE POIKILITIC INCLUSIONS IN CHROME SPINEL GRAINS OF OPHIOLITIC DUNITES

D. E. Saveliev

Saveliev Dmitry Evgenievich, Institute of geology of the Ufimian scientific centre (IG USC RAS), Ufa, Russia. E-mail: savl71@mail.ru.

Abstract. This paper evidences for the rheomorphic formation of chrome spinel grains in dunite bodies of Kraka ophiolite. It shows that some ultrafine spinel segregations form in grain boundary of olivine at the first action of this process, then they join one with other forming new euhedral grains. The rheomorphic mechanism of segregation of chrome alloys from plastic deformed olivine grains is proved. The calculation of chrome balance during its rheomorphic segregation off olivine grains is made, and here is shown that this process probably plays a main role during formation of the chrome ore deposits simultaneously with the partial melting of mantle peridotites and the progressing rheomorphic segregation of spinel grains within dunite bodies.

Keywords: rheomorphism, plastic deformation, segregation, ophiolite, dunite, poikilitic inclusions, chrome spinel, chrome ore, Kraka massif.