

СООТНОШЕНИЕ СТРУКТУР РУДОНОСНОЙ ДУНИТ-ХРОМИТИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ И ПЕРИДОТИТОВ В ОФИОЛИТАХ (НА ПРИМЕРЕ МАССИВОВ КРАКА)

© 2013 г. Д. Е. Савельев

*Институт геологии УфНЦ РАН
450077, г. Уфа, ул. Карла Маркса, 16/2
E-mail: savl71@mail.ru*

Поступила в редакцию 15.12.2011 г.

В статье на примере массивов Крака рассмотрено соотношение внутреннего строения шпинелевых перидотитов (лерцолитов и гарцбургитов) с таковым рудоносных ассоциаций, сложенных дунитами и хромититами. Особенности петроструктуры оливина в дунитах и вкрапленных рудах свидетельствуют об их тектонической природе. Показана идентичность ориентировки плоскостных элементов строения в перидотитах и рудоносной ассоциации, что в комплексе с данными микроструктурного анализа говорит о едином процессе пластического течения, сформировавшем и внутреннюю структуру массивов, и рудные концентрации хрома.

Ключевые слова: *ультрабазиты, хромититы, дуниты, офиолиты, пластическое течение, петроструктура оливина, массивы Крака.*

ВВЕДЕНИЕ

На важное значение тектоники при формировании месторождений хрома в офиолитах неоднократно указывали Г.Г. Кравченко [10], Т.П. Тэйер [42], С.В. Москалева [11]. Ведущая роль тектонического течения, синхронного с вещественными преобразованиями мантийных ультрабазитов, неоднократно подчеркивалась многими исследователями [3, 27 и др.]. Одной из причин для этого послужило соответствие петроструктурных диаграмм породообразующих минералов природных объектов с таковыми деформированных пород в условиях эксперимента [32, 40 и др.]. Основными механизмами пластической деформации ультрабазитов являются внутризерновое трансляционное скольжение и синтетектоническая рекристаллизация. На ранних стадиях процесса преобладает высокотемпературное послойное вязкопластическое течение ультрабазитов с образованием дунит-гарцбургитовой полосчатости. Постепенный подъем мантийных масс приводил к наложению на первичные линейно-плоскостные текстуры относительно низкотемпературных деформаций, приводящих к формированию крупных дунитовых обособлений, обрамленных сетью маломощных дунитовых жил среди полосчатых гарцбургитов [27]. Использование геометрического анализа структурных элементов пластически деформированных ультрабазитов и петроструктурного анализа породообразующих минералов позволило расшифровать внутреннее строение и особенности пластического течения во многих массивах Урала [5, 26, 27 и др.].

Несмотря на значительные успехи в понимании процессов формирования ультрабазитовой части разреза офиолитов, до настоящего времени во многом неоднозначна трактовка механизма образования хромовых руд, пространственно связанных с реститовым дунит-гарцбургитовым комплексом. Ряд исследователей считает, что образование тел хромититов непосредственно связано с пластическим течением реститов [1, 7, 15, 18, 27], а в работе [19] предложена физическая модель данного процесса. Вместе с тем, в значительном количестве работ постулируется связь дунитов, вмещающих хромитовое оруденение, с реакционными процессами при просачивании расплавов сквозь мантийные перидотиты [2, 36, и др.]. Зарубежные авторы часто разделяют месторождения хромовых руд в офиолитовых комплексах на два типа: подиформные – во внутренних частях массивов и кумулятивные – на границе с габброидным комплексом [28], предполагая различные механизмы их образования. В качестве последних предполагаются, в частности, кристаллизация хромита в подводящих магматических каналах среди рестита и при смешении магм различного состава [29, 37, 38].

Одним из возможных путей решения существующей проблемы является анализ структурных взаимоотношений рудоносной дунит-хромититовой ассоциации и окружающих ее шпинелевых перидотитов. С этой целью для изучения нами были выбраны два объекта, приуроченные к различным типам разреза ультрабазитовых массивов Крака. Месторождение Правый Саксей сопоставимо с уровнем “кумулятивного комплекса” офиолитов, в кото-

рый обычно включается “горизонт краевых дунитов”. Месторождение Большой Башарт расположено внутри так называемой “мантийной секции” и по англоязычной терминологии является типично “подиформным”.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Геологическое строение

Габбро-ультрабазитовые массивы Крака расположены в северном замыкании Зилаирского мега-синклинория на западном склоне Южного Урала (рис. 1). Геолого-структурное положение ультрабазитов и взаимоотношения их с породами рамы подробно рассмотрены в работах [8, 23, 24] и ряде других. Общая структура массивов и состав различных структурно-вещественных комплексов описаны в работах [6, 18, 21]. В этих же работах убедительно показана принадлежность массивов Крака к офиолитовому типу, а месторождений хрома, связанных с ультрабазитами, – к “подиформным” по англоязычной терминологии (линзовидные хромиты).

Северный, Узянский и Южный Крака сложены преимущественно ультрабазитами ряда лерцолит-гарцбургит-дунит и слабо дифференцированы. На массиве Северный Крака наиболее широким развитием пользуется лерцолит-гарцбургитовый комплекс при резко подчиненной роли дунитов. Массивы Узянский и Южный Крака сложены породами гарцбургитового и дунит-гарцбургитового комплексов, причем в последнем дуниты составляют не более 10% от общего объема. Наиболее дифференцированный разрез характерен для массива Средний Крака. Центральная и восточная части массива сложены шпинелевыми лерцолитами и клинопироксеновыми гарцбургитами. Очень редко в них отмечаются маломощные дунитовые жилы и обособления шпинель-плагиоклазовых перидотитов. К юго-западу лерцолиты и гарцбургиты последовательно сменяются дунит-гарцбургитовым комплексом с преобладанием дунитов, полосчатым верлит-клинопироксенитовым комплексом и габброидами.

Хромитоносность массива Средний Крака определяется месторождениями и рудопроявлениями, сосредоточенными в его юго-западной части

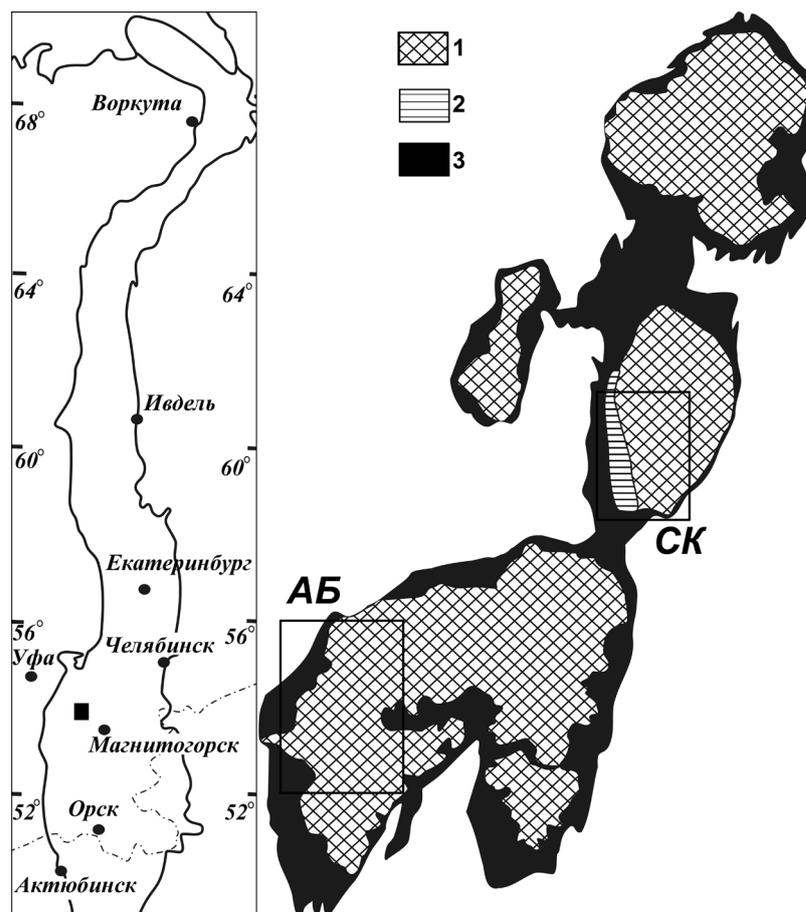


Рис. 1. Обзорная схема и положение изученных участков на массивах Крака.

1 – породы ультрабазитового комплекса (лерцолиты, гарцбургиты, дуниты), 2 – породы габброидного комплекса (верлиты, клинопироксениты, габбро), 3 – серпентиниты; СК – Саксей-Ключевская площадь, АБ – Апшак-Башартовская площадь, залитый прямоугольник на схеме слева – местоположение массивов Крака.

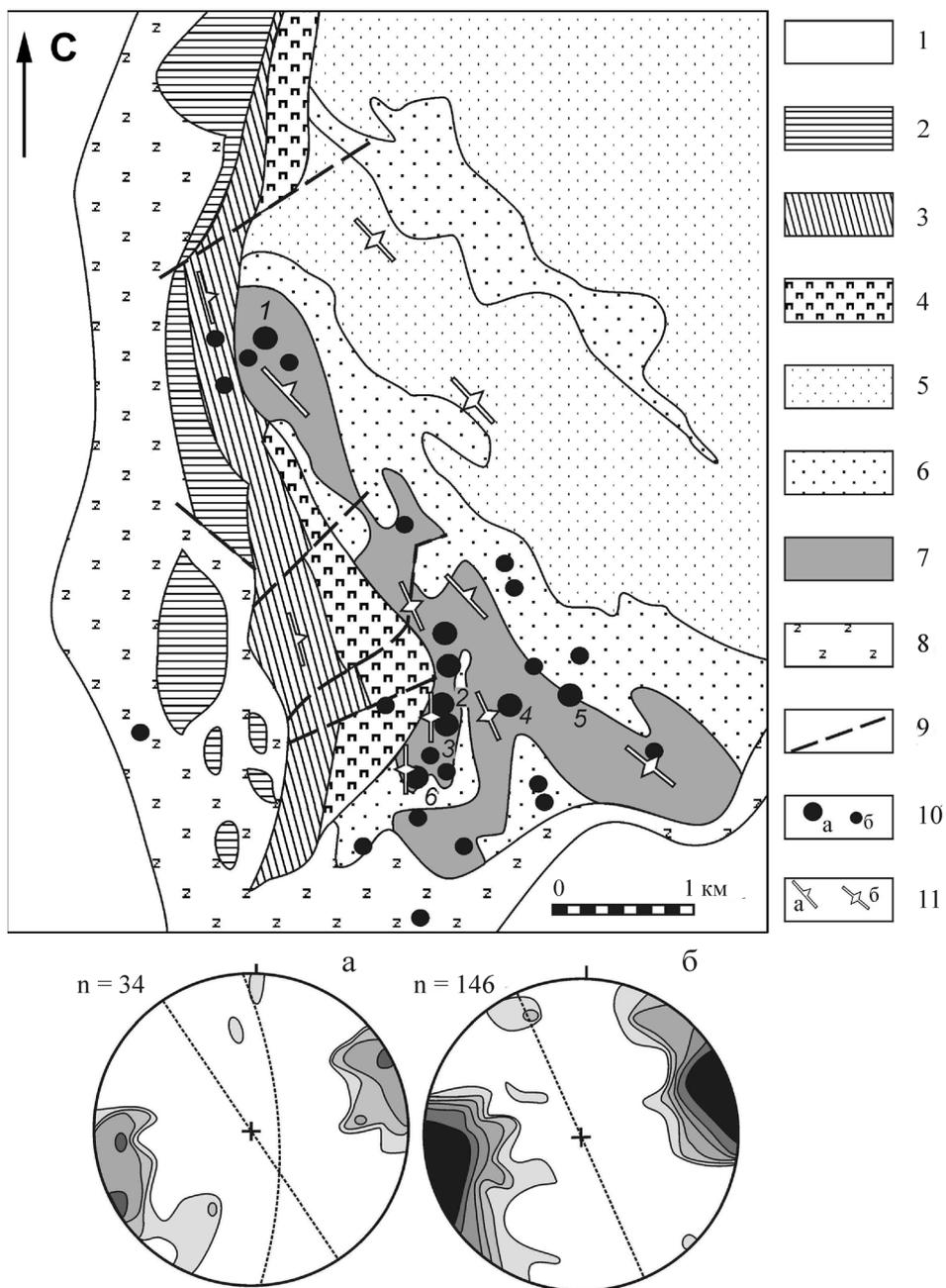


Рис. 2. Геологическое строение юго-западной части массива Средний Крак по [18] с дополнениями.

1 – вмещающие осадочные породы; 2–4 – габброидный комплекс: 2 – габбро, габбро-диориты, габбро-диабазы с однородной текстурой, 3 – габбро роговообманковое гнейсовидное, 4 – верлиты и клинопироксениты; 5–7 – ультрабазитовый комплекс: 5 – лерцолиты и гарцбургиты, 6 – дунит-гарцбургитовый комплекс (30–70% дунитов), 7 – преимущественно дуниты (более 70%); 8 – серпентиниты хризотилловые; 9 – разрывные нарушения; 10 – хромитопоявления: а – месторождения и рудопроявления и их номера (1 – Ключевское, 2 – Правый Саксей, 3 – №1108, 4 – Левый Саксей, 5 – Шатран, 6 – Акбура), б – мелкие рудопроявления и точки минерализации, 11 – залегание первичной полосчатости (а – наклонное, б – вертикальное). Внизу – диаграммы ориентировки полюсов плоскостных элементов строения ультрабазитов Саксей-Ключевской площади массива (а – лерцолиты и гарцбургиты, б – дуниты и хромититы); пункир – преимущественное залегание плоскостности полосчатости и минеральной уплотненности. Верхняя полусфера равноплоской проекции.

(Саксей-Ключевская площадь) (рис. 2). Хромовое оруденение данной площади приурочено к крупным обособлениям дунитов вблизи границы дунит-гарцбургитового и габброидного комплексов. Наиболее изученным и хорошо обнаженным объек-

том является месторождение Правый Саксей, расположенное в 3 км на северо-восток от д. Хамитово, на правом борту долины ручья Саксей (рис. 3). Оно было обнаружено в 30-е годы прошлого столетия (Тиховидов, 1932 г.) и затем изучалось в соста-

ве месторождений бедновкрапленных руд Саксей-Ключевской площади в 70-е годы (Шумихин и др., 1977 г.). В результате поисковых работ 2000–2001 гг. на его юго-восточном фланге было оконтурено рудопоявление № 1108 [14, 16], которое отделено от месторождения зоной дробления и смещено к юго-востоку. Оба объекта представляют собой смещенные по разломам блоки единой Правосаксейской хромитоносной зоны.

Оруденение в пределах рассматриваемых объектов представлено несколькими (от двух до пяти) прерывистыми параллельными телами вкрапленных хромититов таблитчатой формы. Размеры тел варьируют: длина – от первых десятков метров до 100 м, ширина – от первых метров до первых десятков метров, мощность – от нескольких сантиметров до 2 м. Тела хромититов имеют субмеридиональное простирание (от ССЗ 330° до ССВ 10°) и почти вертикальное падение. Наиболее распространены полосчатые густо- и средневкрапленные руды мелкозернистой структуры с содержанием Cr_2O_3 от 25 до 35%, реже отмечаются равномерновкрапленные руды (10–20% Cr_2O_3) либо массивные хромититы (около 40% Cr_2O_3). В междурудном пространстве широко распространены дуниты с повышенным содержанием хромшпинелидов и бедновкрапленные руды (3–10% Cr_2O_3). Рудный минерал представлен высокохромистой разновидностью шпинели – алюмохромитом, содержание Cr_2O_3 в котором составляет 53–62% (табл. 1).

В большинстве случаев в образцах отмечается сочетание полос мелкозернистой структуры и различной густоты вкрапленности с безрудными дунитами. При этом участки более густовкрапленных руд образуют линзо- и шпировидные обособления, вытянутые согласно с направлением полосчатости. Реже отмечается усложнение структурного рисунка, когда наряду с конкордантными линзами густовкрапленного хромитита, появляются секущие полосчатость обособления.

В хромититах также распространена петельчатая текстура, обычно развивающаяся на фоне ленточной. Она выражена в обтекании агрегатами хромшпинелидов оливиновых скоплений эллипсоидальной формы длиной до 2.5 см. Длинные оси оливиновых агрегатов как правило ориентированы согласно с лентами хромитита, для них характерна уплощенная форма с отношением длины к ширине от 2 до 5. Наиболее типичны петельчатые текстуры для редковкрапленных хромититов и для периферических частей шпиров густовкрапленного строения.

Во многих обнажениях наблюдается пересечение рудной полосчатости более поздними жилами клинопироксенитов, или единичными, или образующими субортогональную сеть. Жилы пересекают хромититовые полосы под острым углом (от 10 до 30°). В рудных полосах, сложенных густовкра-

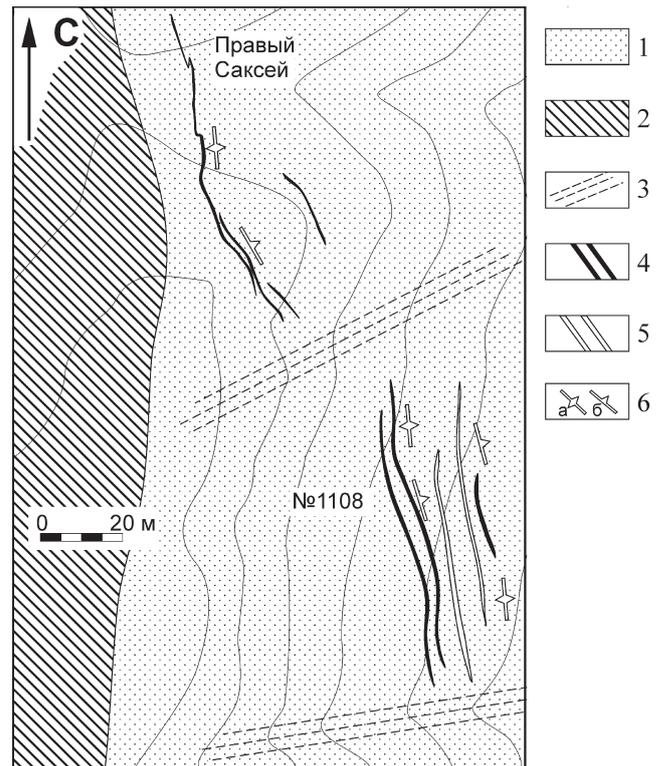


Рис. 3. Геологическое строение района месторождения Правый Саксей по П.Г. Фарафонтьеву (1937 г.) и данным работ [16, 18].

1 – дуниты; 2 – клинопироксениты и верлиты; 3 – зоны дробления, преимущественно сложенные хризотиловыми серпентинитами; 4–5 – хромититы: 4 – 20–40% Cr_2O_3 , 5 – 5–20% Cr_2O_3 ; 6 – залегание первичной полосчатости.

Таблица 1. Составы хромшпинелидов из дунитов и хромититов массивов Крака

№ п/п	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MgO	FeO	TiO ₂	MnO	NiO	Сумма
1	11.71	54.86	11.02	22.00	0.22	0.38	0.07	100.26
2	11.27	55.71	11.06	21.40	0.26	0.35	0.05	100.1
3	8.68	54.91	10.60	24.80	0.27	0.39	0.10	99.75
4	8.94	56.15	10.56	24.45	0.29	0.37	0.06	100.82
5	8.23	57.97	11.03	23.68	0.17	0.39	0.07	101.54
6	7.04	62.01	11.58	19.00	0.23	0.26	–	100.12
7	10.27	53.67	10.76	24.60	0.35	0.31	–	99.96
8	10.33	54.34	10.11	24.60	0.30	0.30	–	99.98
9	9.01	59.03	11.39	20.00	0.23	0.26	–	99.92
10	18.38	51.04	16.46	14.00	0.24	0.05	–	100.17
11	18.37	52.91	13.40	14.76	0.41	0.15	–	100.0
12	15.80	53.09	12.95	17.80	0.21	0.17	–	100.02

Примечание. 1–5 – околорудные дуниты месторождения Правый Саксей, 6–12 – монофракции хромшпинелидов: 6–9 – бедновкрапленных руд Саксей-Ключевской площади, 10–12 – руды месторождения Большой Башарт. Анализы выполнены: 1–8 – на рентгено-спектральном микроанализаторе JСХА-733 JEOL в ИМин УрО РАН (аналитик Е.И. Чуринов), 9–16 – силикатный и атомно-абсорбционный анализ в Лаборатории физико-химических методов ИГ УНЦ РАН (аналитики С.А. Ягудина и Н.Г. Христофорова), прочерк – содержание не определялось.

пленным хромититом, часто наблюдается образование сгущений, ориентированных под различным углом к генеральной полосчатости вплоть до ортогональных. Одновременно происходит разделение рудных участков с “внедрением” в них безрудного дунита. Подобные соотношения интерпретируются нами [18] как трещины растяжения, образованные при пластическом течении пород.

Наибольшее число месторождений и рудопроявлений массива **Южный Крака** сосредоточено в его западной части, среди них наиболее изученными являются месторождения им. Менжинского, Большой Башарт, рудопроявления Лактыбаш, Придорожное, Ситновское (рис. 4). Месторождения и рудопроявления данного массива обладают сходными чертами строения: приурочены они обычно к небольшим по мощности телам дунитов (20–60 м) среди шпинелевых перидотитов и пород дунит-гарцбургитового комплекса, залегают согласно с дунит-гарцбургитовой полосчатостью, рудные тела, по сравнению с объектами Среднего Крака, более компактные, а структура руд средне- и крупнозернистая. Основные черты геологического строения хромитопроявлений массива рассмотрим на примере известного и хорошо обнаженного месторождения Большой Башарт, которое расположено на восточной периферии западного блока массива Южный Крака и приурочено к полого залегающему дунитовому телу мощностью около 30 м среди гарцбургитов. Месторождение известно с 80-х годов XIX в., оно изучалось Г.А. Соколовым, Н.В. Павловым и рядом других исследователей.

Оруденение представлено серией хромититовых жил, залегающих субсогласно как с вмещающими их дунитами, так и с дунит-гарцбургитовой полосчатостью (рис. 5). Наряду с наиболее выдержанной по простиранию основной жилой, рудоносная зона включает в себя множество прерывистых жил и шпиров хромититов. Наиболее интенсивное оруденение приурочено к нижней части дунитового тела, угол падения хромититов и вмещающих пород изменяется от 20° юго-восточнее карьера до 5–10° в центральной и 15° в северо-западной его частях, азимут падения 210–230° в южной части и 30–50° – в северной. Длина рудной зоны по простиранию достигает 250 м, ширина до 100 м.

Внутреннее строение рудной зоны определяется наличием в дунитах серии субпараллельных, часто сливающихся и разветвляющихся рудных прожилков мощностью 0.1–0.4 м, промежутки между которыми заполнены безрудными дунитами, либо дунитами с редкими вкрапленниками соизмеримой мощности. В центральной части месторождения мощность отдельных рудных жил достигала 1 м, а мощность главной рудной зоны в целом составляет около 2 м (Фарафонтьев, 1937 г.). Внутреннее строение рудной зоны усложняется с северо-запада на юго-восток, раздувы связаны с местами ее анти-

клинальных перегибов. В юго-восточной части карьера наблюдалось слияние почти под прямым углом основной субгоризонтальной жилы с вертикальной и образование небольшого рудного столба. В стенках штолен и в самом карьере наблюдается будинирование как хромититовых жил, так и вмещающих дунитов.

На месторождении Большой Башарт преобладают массивные и густовкрапленные руды, в подчиненных количествах присутствуют средне- и бедновкрапленные хромититы. Из текстурных типов наиболее часто встречаются полосчатые, довольно широко развиты шпировые и такситовые разновидности, реже встречаются нодулярные хромититы с размерами нодулей от 2–5 до 5–15 мм. Для рудных прожилков характерна разноразмерность, преобладают хромиты панидиоморфнозернистой, крупнозернистой структуры, реже встречаются среднезернистые и грубозернистые (до 1–2 см) руды; меньше всего в пределах месторождения мелкозернистых (0.1–1 мм) разновидностей, чаще всего они слагают редковкрапленные руды и образуют акцессорную вкрапленность в дунитах.

В хромититах в значительной степени проявлен будинаж как на макро-, так и на микроуровне. При изучении образцов отмечается, что рудные агрегаты массивного и густовкрапленного сложения образуют многочисленные линзы, часто сливающиеся в обособления сложной морфологии, причем их длинные оси всегда ориентированы вдоль “генеральной” полосчатости руд и вмещающих гипербазитов. В хромовых рудах месторождения Большой Башарт содержание Cr_2O_3 варьирует в пределах 25–45%. Рудный минерал представлен алюмохромитом, содержание Cr_2O_3 в котором составляет 51–53% (табл. 1).

Структуры ультрабазитов и петроструктура оливина

Детальные работы по выявлению внутренней структуры массивов Крака были предприняты Е.А. Денисовой и Г.Н. Савельевой [4–6, 21 и др.]. Проведенный данными авторами геометрический анализ плоскостных и линейных структур массивов с привлечением результатов петроструктурных исследований позволил установить повсеместное распространение в ультрабазитах деформационных структур, свидетельствующих о формировании массива в результате преимущественно послойного пластического течения, сопровождавшегося складкообразованием [5, 6]. Мантийное происхождение дунит-перидотитовой полосчатости, минеральной сланцеватости и линейности доказывается тем, что данные элементы структуры образованы первичными минералами без участия водных силикатов.

Е.А. Денисовой [4–6] при петроструктурных исследованиях оливина и энстатита из перидотитов

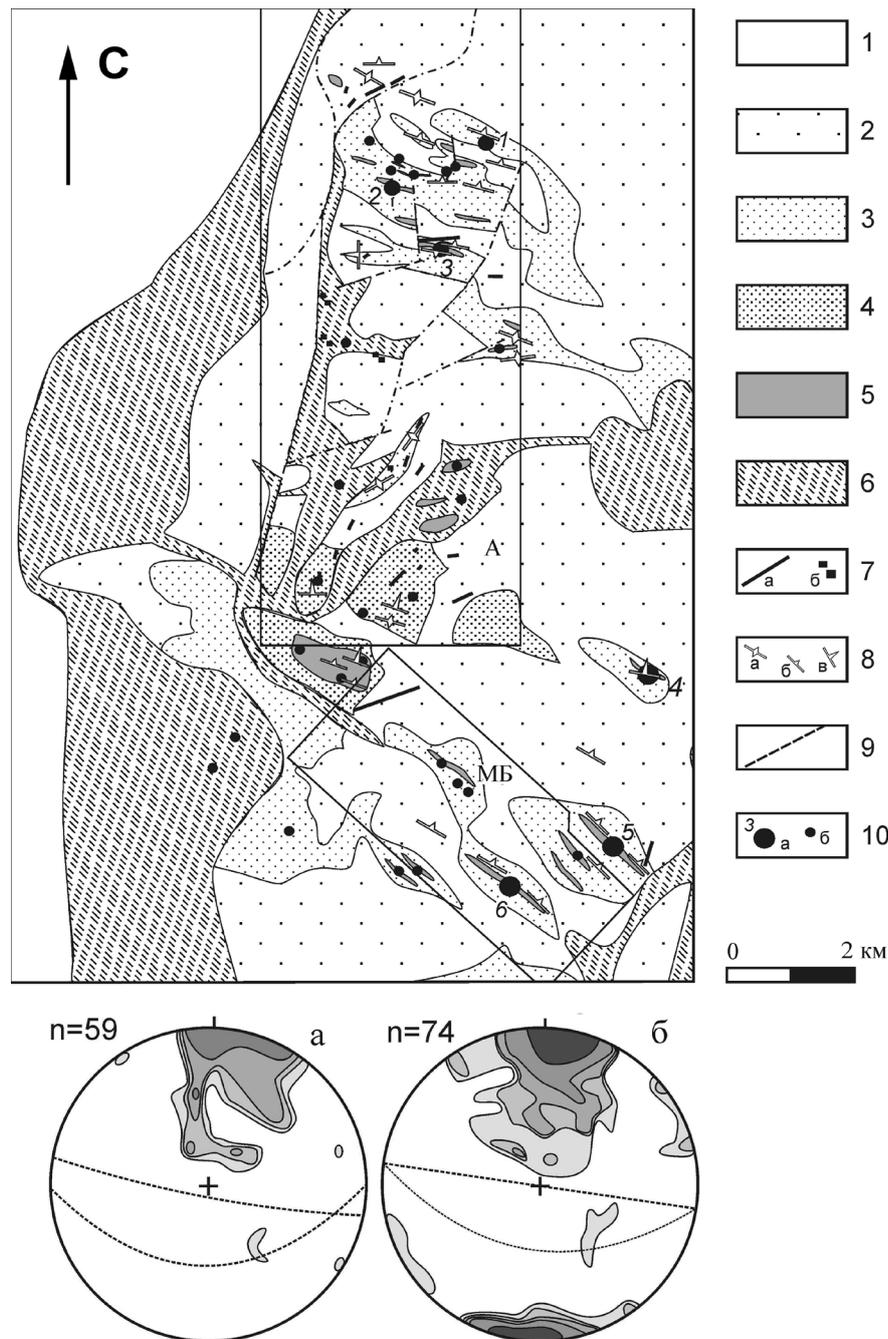


Рис. 4. Геологическое строение западной части массива Южный Крак. Составлена с использованием работ (Клочихин и др., 1969 г.; Филонов и др., 2001 г., Сначев и др., 2003 г.), [18, 21] с дополнениями.

1 – вмещающие осадочные породы; 2–5 – ультрабазитовый комплекс: 2 – лерцолиты и гарцбургиты, 3 – преимущественно гарцбургиты с маломощными выделениями дунитов (до 20%), 4 – дунит-гарцбургитовый комплекс (20-70% дунитов), 5 – преимущественно дуниты; 6 – серпентиниты хризотилловые; 7 – габброиды (а – коренные выходы даек, б – элювиальные развалы); 8 – залегание первичной полосчатости в ультрабазитах (а – вертикальное, б – наклонное крутое ($>45^\circ$), в – наклонное пологое ($<45^\circ$)); 9 – разрывные нарушения; 10 – хромитопроявления: а – месторождения и рудопроявления и их номера (1 – Лактыбаш, 2 – Придорожное, 3 – Ситновское, 4 – Большой Башарт, 5 – им.Менжинского, 6 – Малый Башарт), б – мелкие рудопроявления и точки минерализации. Оконтуры площади, в пределах которых проведены поисковые работы в 2001–2004 гг.: А – Апшакская, МБ – Малобашартовская. Внизу – диаграммы ориентировки полюсов плоскостных элементов строения ультрабазитов Апшак-Башартовской площади массива (а – лерцолиты и гарцбургиты, б – дуниты и хромититы); пункир – преимущественное залегание плоскости полосчатости и минеральной уплощенности. Верхняя полусфера равноплощадной проекции.

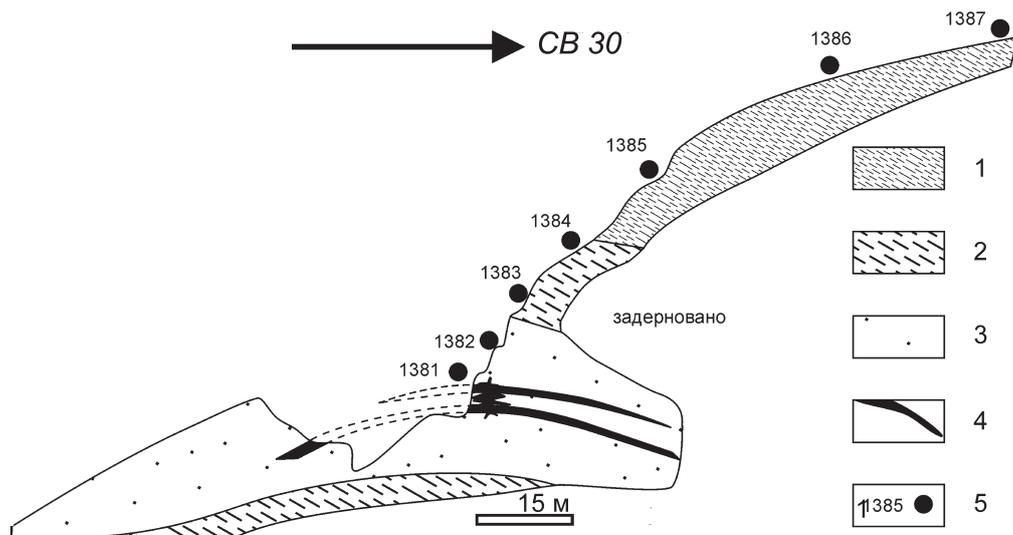


Рис. 5. Вертикальный поперечный разрез месторождения Большой Башарт (по Н.В. Павлову, И.И. Григорьевой-Чупрыниной [13] с изменениями).

1 – перидотиты шпинель-плагноклазовые, 2 – гарцбургиты серпентинизированные (80–100%), 3 – дуниты серпентинизированные (80–100%), 4 – хромититы, 5 – точки наблюдения и их номера.

установлено, что пластическое течение в ультрабазитах реализовывалось преимущественно путем внутризернового трансляционного скольжения по системам $(010) [100]$ и $\{0kl\} [100]$. В обнажениях с выраженной анизотропией строения минеральная сланцеватость практически всегда параллельна полосчатости, линейность располагается в плоскости полосчатости, а ось Ng оливина совпадает с линейностью либо образует с ней небольшой угол.

Для выяснения соотношения пластического течения в ультрабазитах и рудообразующих процессов нами предпринято сравнительное изучение плоскостных структур в лерцолитах и гарцбургитах и рудоносной хромитит-дунитовой ассоциации в пределах Апшакской и Саксей-Ключевской площадей массивов Крака [14, 17, 18, 20]. Первая из них расположена в западной части массива Южный Крака и в геолого-структурном плане может быть поделена на две части: Ашкарскую (северную) и Апшак-Башартговскую (южную). На рис. 4 показаны диаграммы ориентировок полюсов плоскостных структурных элементов данной территории. Хорошо видно, что залегание полосчатости и минеральной сланцеватости в перидотитах и рудоносных комплексах идентичны. Для Ашкарского участка характерно падение под большими углами в северные румбы, на Апшак-Башартговском зафиксированы более значительные вариации: встречаются как крутые, так и пологие углы падения также преимущественно в северном направлении. На рис. 2 приведены структурные диаграммы для плоскостных элементов строения ультрабазитов и рудоносных зон Ключевской и Хамитовской площадей массива Средний Крака. Они также свидетель-

ствуют об идентичности ориентировок структурных элементов в рудоносной дунит-хромититовой ассоциации и окружающих гарцбургитах.

В пределах месторождений Большой Башарт (рис. 6) (ЮК-1382, ЮК-1386), Правый Саксей (ПС-2008, ПС-2008-1) и рудопроявления № 1108 были отобраны образцы наименее серпентинизированных рудоносных дунитов, хромититов и окружающих шпинелевых перидотитов для изучения особенностей микроструктуры. Образцы 1108 и ПС-2008 (рис. 6) представлены дунитами с редкой вкрапленностью хромшпинелидов. В первом случае рудные минералы распределены равномерно в объеме породы, но изредка отмечаются сильно уплощенные обособления оливина, подчеркивающие ориентировку плоскости уплощенности и направление линейности в породе. В образце ПС-2008 хромшпинелиды образуют тонкие струйки, вблизи которых отмечается образование оливковых обособлений эллипсоидальной формы, которые обрамляются хромититовыми петлями.

Наиболее контрастной текстурой обладают образцы ПС-2008-1 и ЮК-1382. В обоих случаях хромититы образуют серию уплощенных линзовидных обособлений густовкрапленной и массивной текстуры и менее мощные ленты средне- и редковкрапленного строения. В образце ЮК-1382 наблюдаются одновременно как будинаж хромититовых тел, сопровождавшийся их дезинтеграцией, так и структуры типа “снежного кома”, свидетельствующие об агрегировании рудных зерен. Образец ПС-2008-1 сложен более мелкозернистым хромитом, который формирует сплошные скопления сложной линзовидной формы, в периферических частях послед-

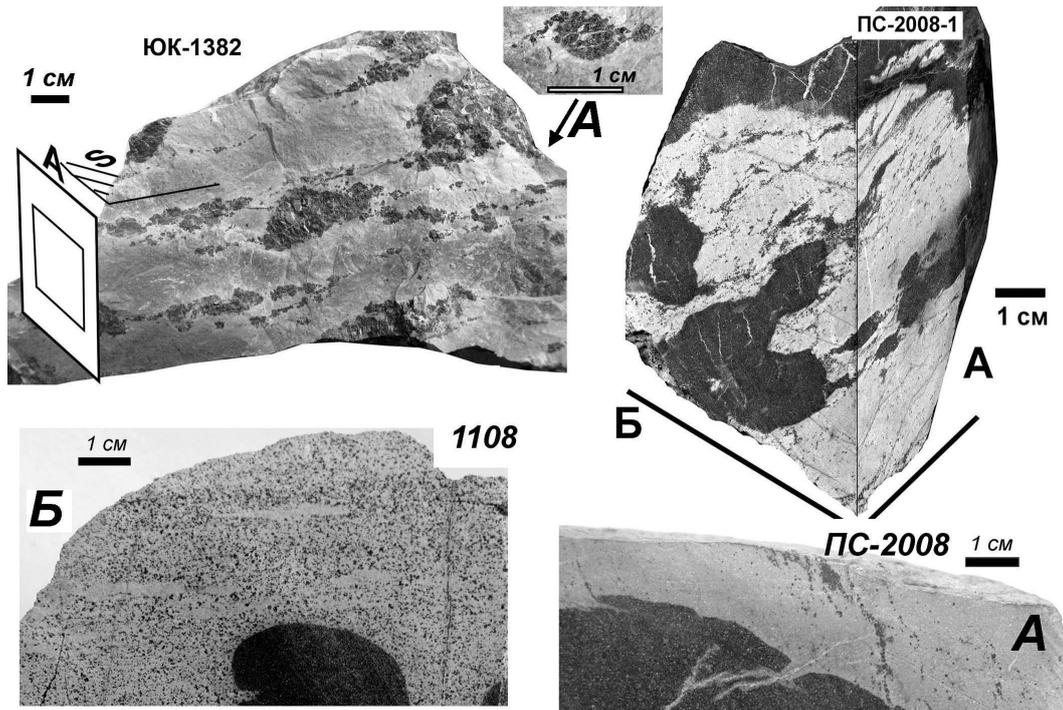


Рис. 6. Общий вид исследованных образцов хромитонесущих дунитов массивов Крака.

них распространены многочисленные петельчатые агрегаты с оливиновыми ядрами. Подобные же эллипсоидальные агрегаты оливина подчеркиваются тонкими хромититовыми струйками в безрудных участках образца.

Образец ЮК-1386 представлен шпинель-плаггиоклазовым лерцолитом из надрудной толщи месторождения Большой Башарт (рис. 5). Из всех изученных образцов здесь наименее проявлены процессы петельчатой серпентинизации (15–20%). Первичная минеральная ассоциация породы включает в себя оливиновый матрикс (около 70%), таблитчатые зерна моноклинного (5–7%) и ромбического (15–20%) пироксенов, ориентированные в параллельных плоскостях и подчеркивающие полосчатость и минеральную уплощенность (S). В небольших количествах в образце присутствуют мелкие ксеноморфные и гипидиоморфные хромшпинелиды (1–2%) и полностью измененный плаггиоклаз (2–3%).

В образце ЮК-1386 наблюдаются структурные соотношения, важные для расшифровки поведения породообразующих минералов при совместной пластической деформации [18, 19]. В мономинеральных (оливиновых) участках перидотитов и дунитов оливин обычно образует агрегаты сильно удлиненных и уплощенных зерен, ориентированных в одном направлении. При этом торцовые окончания их сходятся примерно под углом 45°, что указывает на пластический характер их деформации перед разрушением. О пластическом поведении оливина свидетельствует также широкое распространение в его удлиненных зернах сдвиговых де-

формаций, выраженных в образовании полос излома по диагонали к длинным осям зерен, наблюдается развитая фрагментированная структура, а также миграция границ: новообразованные зерна поглощают наиболее деформированные фрагменты соседних. Ортопироксен во всех случаях испытывает хрупкую деформацию: в первичных крупных зернах образуются либо поперечные трещины отрыва с занозистыми краями, параллельными друг другу, либо серия трещин, направленных под углом к спайности и ламеллям диопсида. Иногда отмечается постепенное увеличение размеров трещин, разделяющих части разорванных зерен с одновременным их поворотом относительно друг друга. Во всех описанных случаях вдоль трещин происходит внедрение оливина.

Изучение петроструктур оливина из образцов перидотитов, дунитов и хромититов Правосаксейской хромитонесущей зоны и месторождения Большой Башарт показало следующее. Шпинель-плаггиоклазовый перидотит из надрудной толщи месторождения Большой Башарт (шл. ЮК-1386) обнаруживает четкую предпочтительную ориентировку оливина (рис. 7). Все три оси оптической индикатрисы образуют четкие взаимоперпендикулярные максимумы, а по соотношению с элементами макроструктуры (минеральной уплощенностью S и линейностью L) петроструктурный узор интерпретируется как сформированный в условиях трансляционного скольжения по системе (010)[100]. С линейностью совпадает ось Ng, ось Nm ей перпендикулярна и находится в плоскости минеральной уплощенности, а Np на-

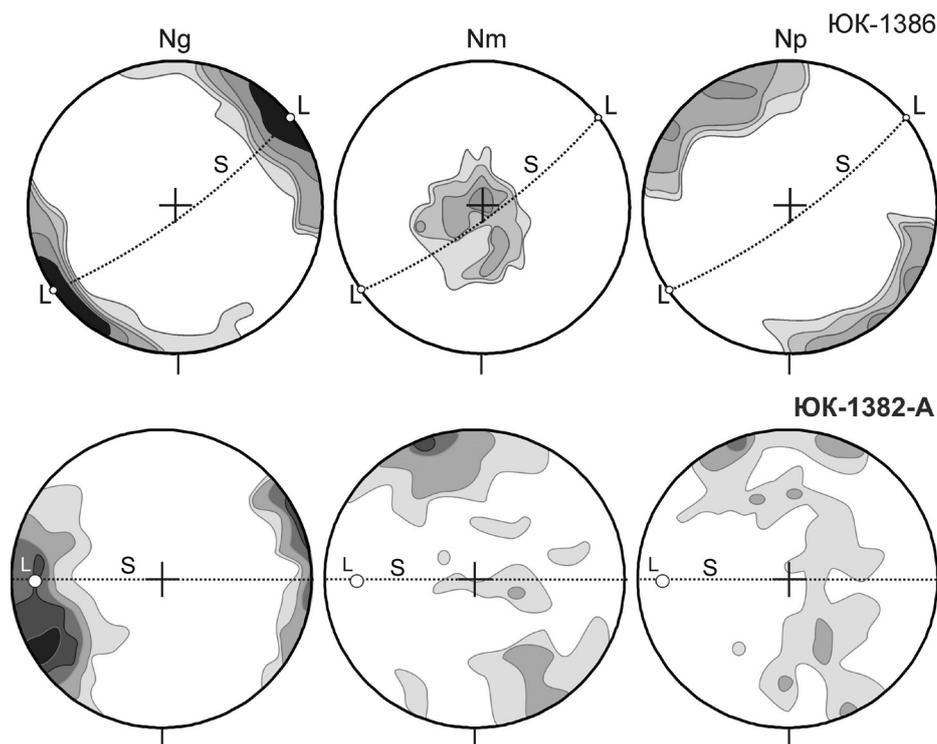


Рис. 7. Петроструктурные узоры оливина из ультрабазитов месторождения Большой Башарт (Южный Крака).

S – полосчатость и минеральная уплощенность оливина, L – минеральная линейность, изолинии проведены: ЮК-1386 – 0.8–1.6–2.4–4–6.5% (80 зерен), ЮК-1382 – 2–4–6–8–12% (150 зерен). Верхняя полусфера равноплощадной проекции.

правлена максимально перпендикулярно к плоскости минерального уплощения и полосчатости.

В образце хромитоносного дунита (ЮК-1382) фиксируется четкий максимум для оси Ng, образующий небольшой угол (в среднем 20°) с плоскостью уплощения и линейностью. Максимум смещен относительно линейности против часовой стрелки, что указывает на образование петроструктурного узора в режиме левостороннего простого сдвига [25]. Две другие оси оптической индикатрисы оливина образуют пояса в плоскости, перпендикулярной к линейности и пересекающей уплощенность и полосчатость под большим углом. При этом ось Np формирует полный пояс, а для оси Nm отмечается, наряду с поясовым рассеянием, наличие максимума в направлении, перпендикулярном к линейности. Наблюдаемый петроструктурный узор можно интерпретировать как образовавшийся в ходе трансляционного скольжения при преобладании механизма $\{0kl\}[100]$ с линейностью в направлении Ng. Подчиненное значение могло иметь скольжение по механизму $(001)[010]$.

Для прозрачных шлифов образцов дунитов и хромититов Правосаксейской зоны был выполнен статистический анализ ориентировки удлиненных зерен оливина и хромита, а также распределения зерен по размерам (рис. 8, 9). Нулевой осью при расчетах углов служила горизонтальная линия,

углы считались по правым сегментам, причем при отклонении против часовой стрелки значения положительные, а по часовой стрелке – отрицательные. Для построения гистограмм использовались данные только тех зерен, длина которых вдвое и более превышала ширину.

Образец ПС-2008 обнаруживает слабую упорядоченность структуры. Максимум линейности зерен оливина составляет -30° с довольно широкой зоной затухания, для удлиненных зерен хромита максимум составляет -15° . В то же время, оба эти значения составляют большой угол с макроскопической струйчатостью хромита. Образцы 1108 и ПС-2008-1 при изучении под микроскопом обнаруживают неоднородное строение, обусловленное наличием линзовидных образований крупнозернистого оливина, окруженных более мелкозернистым агрегатом оливина и хромшпинелидов. Особенно ярко это выражено в последнем образце, который макроскопически представляет собой оливин-хромититовую породу с резко неоднородным распределением минералов. Для данного образца характерна хорошо развитая линейность агрегатов хромшпинелидов густовкрапленного строения, а также уплощенно-петельчатая текстура для редко-вкрапленного хромитита.

Линзовидные образования (размером до 1×4 мм) ориентированы в плоскости шлифа длинной осью

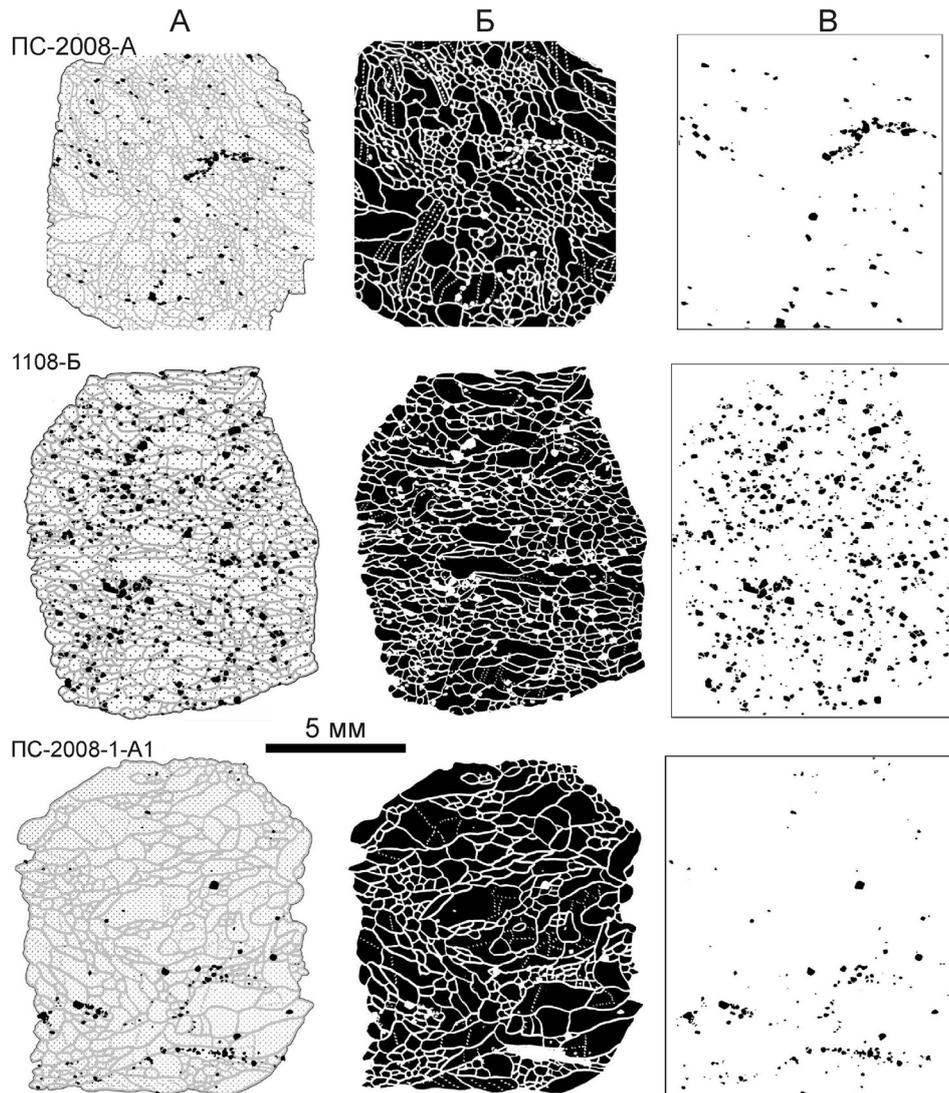


Рис. 8. Особенности внутренней структуры дунитов Правосаксейской хромитоносной зоны.

А – схемы шлифов (черное – хромит, крап – оливин), Б – слой оливина (черное), В – слой хромита (черное).

под углом от +10 до +15°. Границы их подчеркиваются петлями мелкозернистого хромита либо распространением наиболее мелких зерен оливина, а ядерные части сложены более крупными линзовидными зернами оливина, удлинение которых образует максимум по направлению +30°. Морфологически они напоминают дуплексные структуры, образующиеся при пластической деформации пород в экспериментальных условиях и диагностированные во многих природных объектах преимущественно метаморфогенного генезиса.

Образец 1108 отличается от рассмотренного выше тем, что линзовидные образования имеют значительно более сильное сжатие, что также подчеркивается более сильной уплощенностью зерен оливина и более сильной его ориентировкой по форме. Максимум удлинения оливина очень интенсивный и располагается в интерва-

ле от -15 до +15°, то есть практически совпадает с горизонтальной осью изображения (рис. 8, 9). Границы линзовидных ядер здесь также подчеркиваются вкрапленностью хромшпинелидов, но в данном образце их распределение более равномерно. Поперечный размер дуплексов здесь значительно меньше и составляет 0.2–0.5 мм.

Несмотря на различия в структуре пород, все три образца показывают весьма выдержанный гранулометрический состав: для оливина характерен четкий максимум размера среднего сечения $((L_{max} + L_{min})/2)$ в интервале 0.15–0.45 мм (рис. 9). Незначительные отклонения в сторону увеличения фиксируются в шлифе ПС-2008-А, а в сторону уменьшения – в шлифе 1108-Б. Зерна хромшпинелидов имеют значительно меньшие размеры. Максимум встречаемости значений среднего сечения в шл. ПС-2008-1-А1 и 1108-Б составляет 0.04–

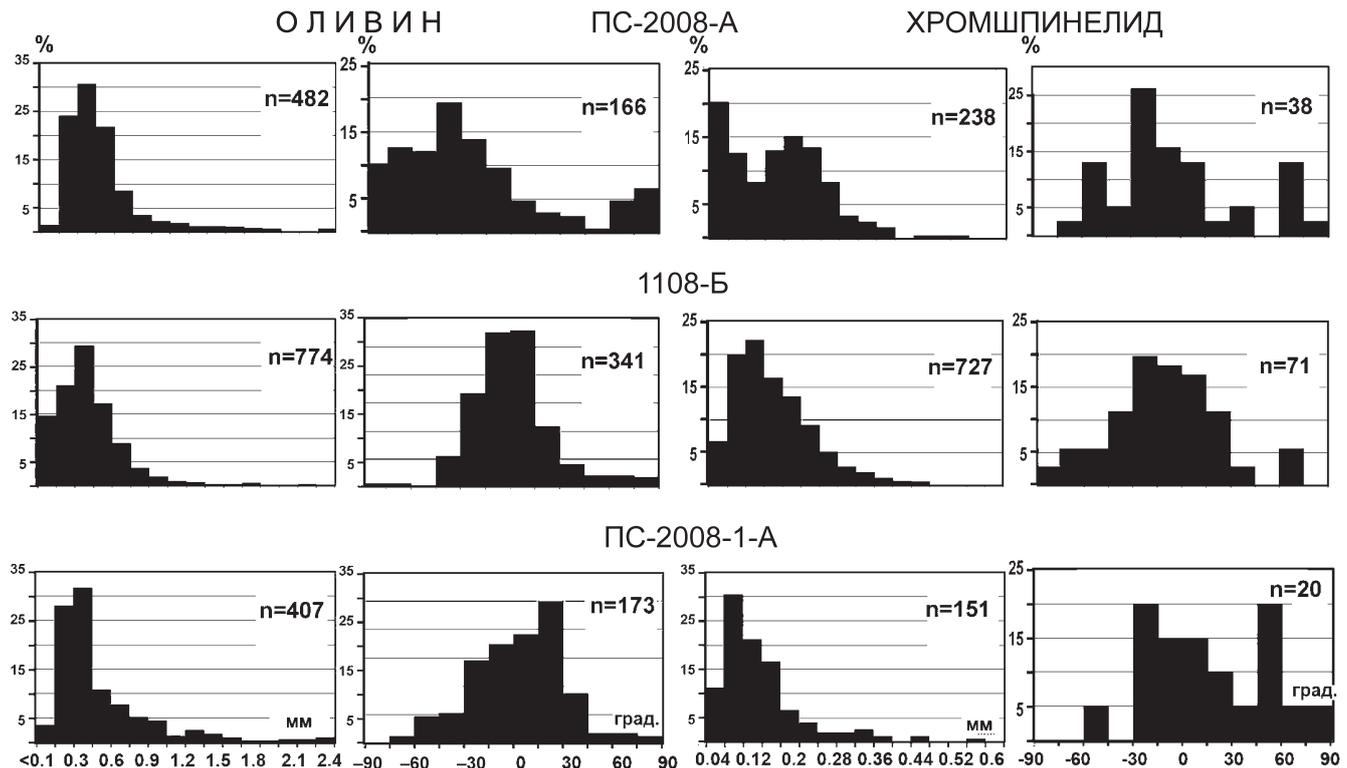


Рис. 9. Статистические гистограммы распределения размеров и ориентировки длинных осей зерен оливина и хромшпинелида в дунитах Правосаксейской хромитоносной зоны.

0.12 мм, а в шл.ПС-2008-А отмечается два максимума: менее 0.08 мм и 0.16–0.24 мм (рис. 9).

Микроструктурный анализ оливина из дунитов Правосаксейской рудоносной зоны показал следующее. Наиболее четкая ориентировка отмечается для оси Ng во всех образцах (рис. 10). Отличительной ее чертой является наличие на диаграммах раздвоенных максимумов, лежащих по обе стороны от плоскости минеральной уплощенности, линейность породы является биссектрисой угла между максимумами. Подобный петроструктурный узор характерен для трансляционно-скольжения оливина по направлению [100] в режиме простого сдвига при относительно высокой скорости деформации ($\varepsilon \approx 10^{-4} \text{с}^{-1}$) и температуре порядка 1000°C [25].

Менее четко на диаграммах ориентированы две другие оси – Nm и Np. Для оси Nm во всех трех случаях характерно образование большого числа нечетких максимумов либо в поясе поперек минеральной уплощенности, либо они формируют крестообразную фигуру. Для оси Np отмечаются более отчетливые максимумы в плоскости, перпендикулярной к плоскости минеральной уплощенности (S), что наиболее четко проявлено в шл. ПС-2008-1-А1. В шл. 1108-Б оси Np оливина образуют пояс, перпендикулярный к плоскости S и проходящий через центр проекции, а в шл. ПС-2008-А формируется пояс вдоль внешнего круга проекции.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Главными породообразующими минералами ультрабазитов офиолитовой ассоциации являются магнезиальные оливин и ортопироксен, и поэтому именно их поведением при пластической деформации определяются особенности строения массивов. В хромититах к ним добавляется хромшпинелид. Ранее считалось, что относительная пластичность и хрупкость в паре форстерит-энстатит не может быть однозначно предсказана [27]. Однако многочисленные экспериментальные исследования последних лет показали, что в широком диапазоне *P-T-ε* условий вязкость агрегатов энстатита примерно на 25% выше, чем форстерита [33]. Было также показано, что для оливина характерно явление гидrolитического ослабления в присутствии весьма незначительных количеств H₂O [35]. Хромшпинелид является наиболее плотной и жесткой фазой из всех рассмотренных.

Одним из первых на меньшую вязкость оливина по сравнению с энстатитом в процессе деформации мантийных ультрабазитов указал А. Николая с соавторами [39] при описании альпийских массивов. В цитируемой работе показано, что при одних и тех же условиях деформирования в зернах оливина происходит трансляционное скольжение в направлении смещения, а в зернах ортопироксена наблюдается разрыв и поэтому линейность последне-

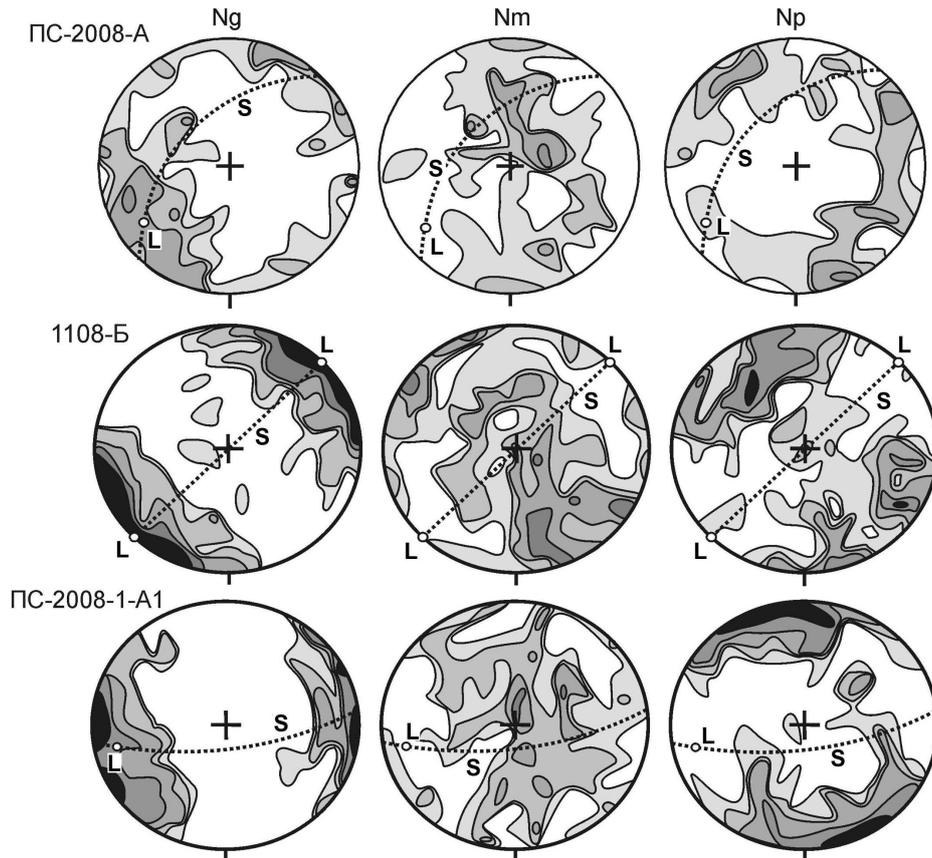


Рис. 10. Петроструктурные узоры оливина из ультрабазитов Правосаксейской хромитоносной зоны (Средний Крак).

S – полосчатость и минеральная уплотненность оливина, L – минеральная линейность. Изолинии проведены: 1108 и PC-2008-1-A1 – 1–2–3–5–8% (по 100 зерен); PC-2008-A – 1.5–3.4–5–6.7% (60 зерен). Верхняя полусфера равноплощадной проекции.

го часто бывает перпендикулярна к направлению пластического течения. Выше, на примере перидотитов надрудной толщи месторождения Большой Башарт, были показаны аналогичные соотношения между данными минералами.

Пластическая деформация минералов при дислокационном скольжении всегда имеет ротационный компонент, причем все зерна поликристалла стараются “приспособиться” к полю действующих напряжений так, чтобы минимизировать энергию системы, а это ведет к стремлению каждого зерна расположиться в определенном кристаллографическом направлении по отношению к направлению макроскопического сдвига. Обычно это – плоскость “наиболее легкого скольжения” для данных условий. В результате в минеральном агрегате формируется предпочтительная ориентировка осей оптической индикатрисы.

Система, по которой происходит смещение в минерале, определяется направлением и плоскостью скольжения. Направление скольжения в минерале определяется обычно наименьшим значением вектора Бюргерса (Burgers vector), то есть вектором

кристаллической решетки в направлении скольжения [12]. Рассмотрим это на примере форстерита и энстатита. В форстерите основные оси решетки имеют следующие параметры: $[100] = 0.476$ нм, $[001] = 0.598$ нм и $[010] = 1.02$ нм. Наиболее благоприятно скольжение в направлении $[100]$, но и направление $[001]$ также может быть реализовано. В энстатите $[100] = 1.82$ нм, $[010] = 0.881$ нм и $[001] = 0.518$ нм, поэтому скольжение возможно строго по направлению $[001]$.

Более сложными факторами определяются плоскости скольжения. По данным [34], ее “выбор” определяется такими факторами, как стресс Пайерлса (Peierls stress), характер движения дислокаций, содержание воды. Экспериментальными исследованиями установлено, что в изменяющихся условиях температуры и дифференциального стресса в оливине могут быть проявлены различные системы скольжения [32, 41]. При высокой температуре и низких напряжениях преобладающей системой скольжения является $(010)[100]$, с понижением температуры она сменяется системой $\{0kl\}[100]$, то есть смещение происходит вдоль

различных плоскостей. При наиболее низких температурах и высоком напряжении доминирует система (010) [001] либо (100) [001]. Кроме того, недавние экспериментальные исследования деформации оливина во “влажных” условиях показали, что имеет место еще более широкий спектр систем скольжения для данного минерала в условиях высоких температур, близких к таковым верхней мантии [34]. В противоположность этому, в ортопироксене для широкого диапазона внешних условий устанавливается единственно возможная система скольжения (100) [001].

Следует ожидать, что совместная пластическая деформация поликристаллических агрегатов, сложенных в различных пропорциях форстеритом и энстатитом, имеющими различную внутреннюю структуру и различное количество возможных систем скольжения, будет носить неоднородный характер. Как структурные особенности данных минералов, так и данные экспериментов по деформации их агрегатов приводят к выводу о том, что совместная деформация их должна привести к различной мобильности слагающих их структурных элементов.

Наименее мобильна в условиях деформации структура энстатита, поскольку существует “запрет” на разрыв сильных связей Si–O, **которые образуют** удлиненные элементы структуры – цепочки, а вращение их затруднено по сравнению с изолированными тетраэдрами оливина. Следует ожидать, что имея несколько равноправных систем скольжения, оливин может просто “фрагментироваться” на блоки, морфологически подобные его главному “структурному мотиву” – тетраэдру. Размер таких фрагментов будет меньше, чем удлиненных цепочек ортопироксена. Именно такая картина наблюдается обычно при петрографическом изучении шлифов ультрабазитов. В общем случае совместная деформация форстерита и энстатита должна привести к формированию листоватой текстуры, которая будет определяться ориентацией (100) ортопироксена в плоскости сдвига, тогда как геометрическая ориентировка зерен оливина не будет столь выражена, во-первых, по причине изометричности главного структурного мотива (тетраэдры), а во-вторых, из-за большей мобильности его агрегатов.

Сравнение наблюдаемых петроструктурных узоров с эталонными, полученными в экспериментах по деформации оливина и обобщенных в работах [25, 27] позволяет предположить, что их образование в изученных образцах обусловлено сочетанием различных механизмов трансляционного скольжения, главными из которых были $\{0kl\}[100]$ и (010)[100]. Менее четкая предпочтительная ориентировка наблюдается в дуните (ПС-2008) с редкой вкрапленностью шпинелидов. Постепенное упорядочение структуры происходит с увеличением как густоты вкрапленности рудного минерала,

так и степени разделения оливиновой и рудной составляющей в породе.

Описанные выше особенности внутреннего строения дунитов и редковкрапленных хромититов можно интерпретировать как сформированные в условиях тектонического течения. Наиболее ярко этот процесс зафиксирован в структурах образцов ПС-20081-1 и 1108. В обоих случаях порода сложена двумя минералами – оливином и хромшпинелидом. В образце ПС-2008-1 данные минералы в большей степени разделены в пространстве: можно выделить тела существенно хромититового и существенно оливинового состава. Для образца характерна петельчатая текстура, макроскопически выраженная в формировании вокруг оливиновых ядер тонкозернистой оторочки хромшпинелидов.

В ходе пластического течения оливин испытывает трансляционное скольжение, сопровождающееся рекристаллизацией. Последняя в пограничных зонах линзовидных ядер (наиболее напряженных участках) ведет к уменьшению зерна и имеет характер синтетектонической, в центральных же частях, где напряжение минимально, происходит локальная посттектоническая рекристаллизация, сопровождающаяся ростом зерен. Границы линзовидных блоков мигрируют соответственно тому, как меняется поле напряжений по отношению к рассматриваемому объему породы. Пока оливин является преобладающим минералом в зоне деформации, возможна наиболее быстрая перестройка границ ядер, размеры их достаточно большие (1.5–2 мм в обр. ПС-2008-1). Как только в систему добавляется значимое количество зерен хромшпинелидов, “миграция границ” ядер становится затруднительной, их размеры уменьшаются пропорционально расстоянию между соседними струйками хромита (0.2–0.5 мм в обр. 1108).

Стадийность деформационного преобразования зерен оливина напоминает подобное поведение кварца в милонитах, образование которых происходит в сдвиговых зонах земной коры, в широком интервале *P-T* условий. Установлено, что зерна кварца в ходе сдвигового течения проходят несколько стадий преобразования: 1) деформация, уплощение и вращение в соответствии с объемными преобразованиями в породе, 2) синтетектоническая рекристаллизация, сопровождаемая разделением крупных деформированных зерен на мелкозернистый мозаичный агрегат, 3) разрастание отдельных зерен в соответствии с напряженным состоянием породы [9, 30]. Последняя стадия реализуется вследствие компенсации избыточной поверхностной энергии, которой обладает мелкозернистый агрегат.

Особенности ориентировки осей индикатрисы в зернах оливина из рудовмещающих дунитов обусловлены следующими причинами: 1) относительно более высокая скорость деформации в безрудных дунитах, которая обусловлена большей мо-

бильностью (меньшей вязкостью) мономинеральных агрегатов оливина, 2) отсутствие “жестких ограничений”, которыми во вкрапленных хромититах являются рудные прослойки густовкрапленного и сплошного строения. Аналогичным образом можно объяснить близкую к “идеальной” предпочтительную оптическую ориентировку оливина в шпинель-плагиоклазовых лерцолитах Большого Башарта. Порода состоит преимущественно из двух “сортов зерен” – оливина и ортопироксена, обладающих различной реологией. Течение более мобильного оливина происходит в стесненных условиях и при малых скоростях деформации, что способствует образованию очень четкой ориентировки своей оптической индикатрисы.

Из сказанного выше следует еще один вывод: мощные дунитовые тела (“краевые дуниты”), по-видимому, представляют собой широкие зоны “распространенного сдвига” [31] с высокой скоростью деформации. Они располагаются на более высоких уровнях разреза офиолитов, скорее всего, на границе кора–мантия, что подтверждается как геологическими наблюдениями (близость к габброидному комплексу, который рассматривается обычно как уровень “палео-Мохо”), так и данными экспериментального деформирования оливина в режиме простого сдвига [25]. В полосчатых дунит-гарцбургитовых комплексах внутренних частей массивов, залегающих глубже, деформация реализуется в разобщенных локальных дунитовых полосках. Здесь также отмечается изменение системы трансляционного скольжения от (010)[100] в перидотитах на {0kl}[100] в дунитах. Лучше всего это можно объяснить более высокой скоростью пластического течения в “слоях” дунитов.

ВЫВОДЫ

В результате детальных работ в пределах двух хромитоносных площадей массивов Крака автором получены результаты, подтверждающие высказанную ранее точку зрения [7, 22, 27 и др.] о ведущей роли высокотемпературного пластического течения при формировании залежей хромовых руд в офиолитах.

1. Ориентировки плоскостных элементов строения в рудоносной дунит-хромититовой ассоциации массивов Крака и окружающих шпинелевых перидотитах идентичны, что говорит о едином процессе, сформировавшем и внутреннюю структуру массивов, и рудные концентрации хрома. Для Саксей-Ключевской площади Среднего Крака характерно субмеридиональное залегание плоскостных элементов структуры с субвертикальным и крутым восточным падением. В западной части массива Южный Крака преобладает широтная и северо-западная ориентировка полосчатости и минеральной уплощенности с вертикальным падением в се-

верной части и северо-восточным до субгоризонтального – в южной.

2. Анализ текстур и микроструктур ультрабазитов и хромовых руд позволяет определить ряд увеличивающейся относительной “пластичности” минералов следующим образом: хромшпинелид – ортопироксен – оливин. Отклонения от данной последовательности связаны с большими различиями в размере зерен минералов. В частности, агрегаты мелкозернистого хромшпинелида проявляют меньшую вязкость по сравнению с обособлениями крупнозернистого оливина, что ведет к формированию петельчатой текстуры хромититов.

3. Петроструктурные особенности оливина в перидотитах, дунитах и хромититах свидетельствуют о ведущей роли внутризернового трансляционного скольжения при пластическом течении пород. Формирование дунитовых тел и хромового оруденения сопровождалось сменой более “медленной” системы скольжения (010)[100] в перидотитах на более “быструю” {0kl}[100] в дунитах и хромититах. Различная мобильность при пластическом течении агрегатов ортопироксена, оливина и хромита способствовала их разделению (сегрегации) с образованием тел дунитов, хромититов и гарцбургитов с повышенным содержанием ортопироксена.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алимов В.Ю. Деформационный механизм формирования хромитового оруденения в альпинотипных гипербазитах // Рудогенез. Миасс–Екатеринбург: УрО РАН, 2008. С. 4–7.
2. 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.
3. Гончаренко А.И. Деформация и петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. Томск: ТГУ, 1989. 404 с.
4. Денисова Е.А. Складчатая структура ультраосновных тектонитов массивов Южного Урала // Геотектоника. 1989. № 4. С. 52–62.
5. Денисова Е.А. Строение и деформационные структуры офиолитовых массивов с лерцолитовым типом разреза // Геотектоника. 1990. № 2. С. 14–27.
6. Денисова Е.А. Структура ультраосновного массива Южный Крака (Южный Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 1. С. 45–63.
7. Денисова Е.А. Деформационные структуры околорудных ультрабазитов из массивов Крака и Кемпирсай (Южный Урал) // Динамометаморфизм и петроструктурная эволюция пород мафит-ультрамафитовой ассоциации. Томск: ТГУ, 1996. С. 51–54.
8. Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А. Об аллохтонном залегании гипербазитовых массивов западного склона Ю. Урала // Докл. АН СССР. 1969. Т. 189, № 5. С. 1077–1080.
9. Колодяжный С.Ю. Структурно-кинематическая

- эволюция юго-восточной части Балтийского щита в палеопротерозое. М.: ГЕОС, 2006. 332 с.
10. *Кравченко Г.Г.* Роль тектоники при кристаллизации хромитовых руд Кемпирсайского плутона. М.: Наука, 1969. 232 с.
 11. *Москалева С.В.* Гипербазиты и их хромитоносность. Л.: Недра, 1974. 279 с.
 12. *Николя А.* Основы деформации горных пород. М.: Мир, Эльф Акитен, 1992. 166 с.
 13. *Павлов Н.В., Григорьева-Чупрынина И.И.* Закономерности формирования хромитовых месторождений. М.: Наука, 1973. 200 с.
 14. *Савельев Д.Е., Бажин Е.А., Савельева Е.Н.* Геологическое строение и хромитоносность Ключевской площади (массив Средний Крака, Ю.Урал) // Металлогения древних и современных океанов-2005. Т. 2. Миасс: ИМин УрО РАН, 2005. С. 114–117.
 15. *Савельев Д.Е., Савельева Е.Н., Сначев В.И., Романовская М.А.* К проблеме генезиса хромитового оруденения в гипербазитах альпинотипной формации // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2006. № 6. С. 3–8.
 16. *Савельев Д.Е., Сначев В.И., Савельева Е.Н.* Хромитоносность южной части массива Средний Крака (Ю. Урал) / Металлогения древних и современных океанов-2002. Миасс: ИМин УрО РАН, 2002. С. 112–117.
 17. *Савельев Д.Е., Сначев В.И., Савельева Е.Н.* Геологическое строение и хромитопоявления Апшакской площади (массив Южный Крака, Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов-2004. Миасс: ИМин УрО РАН, 2004. С. 112–116.
 18. *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.
 19. *Савельев Д.Е., Федосеев В.Б.* Сегрегационный механизм формирования тел хромитов в ультрабазитах складчатых поясов // Руды и металлы. 2011. № 5. С. 35–42.
 20. *Савельев Д.Е., Шиянова А.А., Савельева Е.Н.* Геологическое строение и хромитоносность Мало-Башартовской площади (Южный Крака, Ю. Урал) / Металлогения древних и современных океанов-2005. Т. 2. Миасс: ИМин УрО РАН, 2005. С. 117–119.
 21. *Савельева Г.Н.* Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 230 с.
 22. *Савельева Г.Н., Савельев А.А.* Хромиты в структуре офиолитовых ультрабазитов Урала // Геотектоника. 1991. № 3. С. 47–58.
 23. *Сенченко Г.С.* Складчатые структуры Южного Урала. М.: Наука, 1976. 172 с.
 24. *Федорова Н.В., Иванов К.С.* Глубинная структура и история формирования краевого офиолитового аллохтона Крака на западном склоне Южного Урала // Докл. АН. 2000. Т. 370, № 6. С. 793–796.
 25. *Чернышов А.И.* Ультрамафиты (пластическое течение, структурная и петроструктурная неоднородность). Томск: Чародей, 2001. 215 с.
 26. *Шмелев В.Р., Пучков В.Н.* Особенности тектоники гипербазитового массива Рай-Из // Геотектоника. 1986. № 9. С. 88–105.
 27. *Щербатов С.А.* Пластические деформации ультрабазитов офиолитовой ассоциации Урала. М.: Наука, 1990. 120 с.
 28. *Auge T.* Chromite deposits in the northern Oman ophiolite: mineralogical constraints // Mineral. Deposita. 1987. V. 22. P. 1–10.
 29. *Ballhaus C.* Origin of the podiform chromite deposits by magma mingling // Earth Planet. Sci. Lett. 1998. V. 156, № 3-4. P. 185–193.
 30. *Brunel M.* Quartz fabrics in shear-zone mylonite: evidence for major imprint due to late strain increments // Tectonophysics. 1980. V. 89. P. T33–T44.
 31. *Burgmann R., Dresen G.* Rheology of the Lower Crust and Upper Mantle – Evidence from Rock Mechanism, Geodesy and Field Observations // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 2008. № 36. P. 531–567.
 32. *Carter N.L., Ave Lallemand H.G.* High temperature deformation of dunite and peridotite // Geol. Soc. Am. Bull. 1970. V. 81. P. 2181–2202.
 33. *Hirth G., Kohlstedt D.L.* Water in the oceanic upper mantle: implications for rheology, melt extration and the evolution of the lithosphere // Earth Planet. Sci. Lett. 1996. V. 144. P. 93–108.
 34. *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.
 35. *Karato S.-I., Paterson M.S., Fitzgerald J.D.* Rheology of synthetic olivine aggregates: Influence of grain size and water // J. Geophys. Res. 1986. V. 91. P. 8151–8176.
 36. *Kelemen P.B., Shimizu N., Salters V.J.M.* Extraction of mid-ocean-ridge basalt from the upwelling mantle by focused flow of melt in dunite channels // Nature. 1995. V. 375. P. 747–753.
 37. *Lago B.L., Rabinowicz M., Nicolas A.* Podiform chromite ore bodies: a genetic model // J. Petrol. 1982. V. 23, № 1. P. 103–125.
 38. *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.
 39. *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.
 40. *Nicolas A., Boudier F., Boullier A.M.* Mechanisms of flow in naturally and experimentally deformed peridotites // Am. J. Sci. 1973. V. 273. P. 853–876.
 41. *Phakey P., Dollinger G., Christie J.* Transmission electron microscopy of experimentally deformed olivine crystals // Flow and Fracture of Rocks / ed. H.C. Heard et al. Washington, DC: AGU, 1972. P. 117–138.
 42. *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.
 43. *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. Petrol. 1996. V. 37, № 1. P. 3–21.

Рецензент Г.Н. Савельева

**The relationship between ore-bearing dunite association
and peridotites in ophiolites
(on an example of Kraka massifs, Southern Ural)**

D. E. Saveliev

Institute of Geology, Ufimian Scientific Centre of RAS

The relationship between internal structure of spinel peridotites (herzolites and harzburgites) and ore-bearing dunite and chromite associations on an example of Kraka massifs is considered. Olivine petrofabrics in dunites and in disseminated ores speak in favour of their tectonic nature. An identity of orientation of plan-parallel structure elements in peridotite and ore-bearing association points to a single of plastic flow process which has generated both internal structure of massifs and ore concentration of chromite.

Key words: *ultramafic rocks, chromite, dunite, ophiolite, plastic flow, olivine petrofabric, Kraka massifs.*