

УДК 530.41 (550.4:551.2)

Д.Е. Савельев, Е.Н. Савельева, В.И. Сначев, М.А. Романовская

К ПРОБЛЕМЕ ГЕНЕЗИСА ХРОМИТОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ГИПЕРБАЗИТАХ АЛЬПИНОТИПНОЙ ФОРМАЦИИ

Постановка проблемы

Генезис хромитовых месторождений дунит-гарцбургитовой (альпинотипной) формации на протяжении долгих лет является предметом оживленной дискуссии. Не вдаваясь в подробности всех существующих точек зрения, отметим, что наиболее популярными являются магматическая [4, 7, 9, 16] и метасоматическая [6, 8] гипотезы. При этом сторонники различных гипотез сходятся во мнении, что образование месторождений хромитов неразрывно связано со становлением массивов материнских пород.

В последние десятилетия все больше исследователей рассматривают альпинотипные гипербазиты и связанное с ними хромитовое оруденение в качестве рести́та (тугоплавкого остатка) от плавления вещества верхней мантии [8, 13]. Структурное изучение ультраосновных пород с привлечением экспериментальных данных по их плавлению и деформации позволило установить, что ведущими процессами при их формировании являлись твердопластическое течение и частичное плавление вещества мантийного субстрата при подъеме мантийного диапира. Причина этого процесса — разуплотнение (декомпрессия) литосферы под рифтогенными структурами.

По мере развития рифтогенной структуры и углубления процесса истощения субстрата легкоплавкими компонентами (деплетирования) внутри поднимающегося диапира происходит образование все более истощенных грубополосчатых комплексов пород: лерцолит-гарцбургитового, гарцбургитового, дунит-гарцбургитового. Деплетирование сопровождается максимальным накоплением хрома в наиболее тугоплавких породах — дунитах. На наш взгляд, “реститовая” гипотеза в достаточной мере обоснована экспериментальными данными и удовлетворительно объясняет наблюдаемые в природе соотношения пород в разрезе гипербазитовых массивов альпинотипной формации.

Вместе с тем в рамках этой гипотезы недостаточно разработан механизм формирования хромитовых месторождений. В частности, не находят объяснения несоответствие объемов хромитов и рудовмещающих дунитов: в природе наблюдаются значительные вариации их соотношений в разрезе. Неясен также механизм образования характерных для рудоносных площадей комплексов “сетчатых жил” дунитов и рудоконтролирующих “сводовых поднятий”, причина несоответствия залегания промышленных залежей хромитов с элементами прототектоники массивов —

почти постоянно горизонтальное залегание крупных хромитовых залежей и субвертикальное положение мелких тел хромитов. В настоящей работе нами сделана попытка на основе накопленного материала по хромитовым месторождениям Урала предложить модель их образования.

Краткая характеристика строения массивов и основных типов месторождений

По геологическому строению альпинотипные массивы Южного Урала можно разделить на две большие группы: 1) крупные массивы, сложенные в различной степени серпентинизированными гипербазитами слегка вытянутой или изометричной формы (Крака, Кемпирсайский, Нуралинский, Хабарнинский и др.); 2) резко удлиненные маломощные тела, сложенные серпентинитами, часто без реликтов исходных пород (Присакмарский, Юлдашевский, Куликовский и др.).

Наиболее хромитоносны массивы первой группы. Они наименее деформированы, в них обычно хорошо сохраняются первичные структурные элементы пород (полосчатость, линейность). Эту группу массивов в свою очередь можно условно разделить на комплексы сравнительно “простого” и “сложного” строения.

Относительно простым строением характеризуются слабодеплетированные массивы ультрабазитов “лерцолитового типа”. Для них характерно наличие субсогласного чередования в разрезе полос перидотитов с различными соотношениями пироксенов, оливина и дунитов, крутое (до вертикального) залегание плоскостных структур, обычно согласных с полосчатостью пород. В плане полосчатость гипербазитов часто имеет субширотную ориентировку.

Хромитовое оруденение в массивах данного типа представлено преимущественно полосовидными телами вкрапленных мелко- и среднезернистых руд с непременной хорошо выраженной полосчатостью, согласной с удлинением рудных тел. Хромитовые руды чаще всего приурочены к полосовидным и жилообразным выделениям дунитов среди гарцбургитов или пород дунит-гарцбургитового комплекса. Рудные тела обычно крутопадающие, залегают согласно контактам дунитовых тел и полосчатости пород.

Более сложное внутреннее строение характерно для массивов “гарцбургитового типа”, к которым относится, в частности, Кемпирсайский массив. Здесь хромитовое оруденение сосредоточено в пределах нескольких рудных полей. Большинство хромитопрояв-

лений в северной части массива характеризуется жилообразной формой и крутым падением рудных тел [5]. Залегают они обычно в полосовидных и жилообразных телах дунитов среди перидотитов. Расположение дунитовых обособлений в гарцбургитах и плоскостных элементов строения в породах на большей части массива также субсогласно и характеризуется крутыми углами падения [15].

Наиболее крупное — юго-восточное (Главное) рудное поле, где сосредоточены основные запасы хромитов. Промышленные залежи хромитов имеют здесь форму уплощенных линз и часто представляют собой комбинацию нескольких линзовидных и жилообразных тел [4]. Для них характерны общее пологое залегание и удлинение в меридиональном направлении.

По мнению большинства исследователей Кемпирсайского массива, основной рудоконтролирующей структурой в пределах Главного рудного поля является сводовое поднятие, сложенное породами дунит-гарцбургитового комплекса при ведущей роли дунитов [5, 10, 12]. Подстигается и перекрывается дунит-гарцбургитовый комплекс полосчатыми гарцбургитами, сменяющимися затем массивными порфиroidными перидотитами.

Хромитовые залежи встречаются на различных гипсометрических уровнях, при этом отсутствует приуроченность к определенному уровню разреза, положение рудных тел практически не контролируется геохимической зональностью, не прослеживается также четкая корреляция между объемами дунитов и хромитовых руд.

Наряду с основными пологими залежами в пределах месторождений известны многочисленные мелкие тела хромитов, почти всегда имеющие крутое падение. Для них характерно наличие полосчатости, согласной с элементами прототектоники во вмещающих ультраосновных породах (полосчатости, плоскостной ориентировки бастита и др.). Таким образом, залегание главных хромитовых залежей, а также контактов вмещающих их дунитовых тел субортогонально по отношению к первичной полосчатости гипербазитов и мелким рудным телам. При этом в крупных залежах полосчатые текстуры распространены незначительно, роль их понижается от редковкрапленных и мелкозернистых руд к густовкрапленным и крупнозернистым. Часто полосчатость ориентирована под углом к плоскости пологозалегающих рудных тел [4].

Исследователи полярноуральских массивов, сходных по строению и ряду петрографических и петрогеохимических особенностей с Кемпирсайским, отмечают среди наиболее характерных признаков строения рудоносных площадей наличие крупных штокообразных тел дунитов и отходящих от них в окружающие перидотиты сетчатых жил дунитов [11, 14].

Подобная геологическая ситуация наиболее благоприятна для локализации промышленного оруденения. При этом крупные залежи хромитов приурочены к апофизам крупных дунитовых тел, к “деформацион-

ным зонам”, отходящим от крупных дунитовых тел и насыщенным телами дунитов, к комплексу “сетчатых жил” дунитов и в меньшей степени к центральным частям крупных дунитовых тел [11]. Практически во всех перечисленных случаях рудные тела локализуются вблизи зон контакта дунит—гарцбургит.

Обсуждение результатов

Анализ особенностей геологического строения гипербазитовых массивов альпинотипной формации и связанных с ними хромитовых месторождений позволяет предположить, что образование последних происходило в два этапа.

На первом этапе происходило выделение хрома из силикатов с образованием собственной минеральной формы — хромшпинелида. Образование хромитовых концентраций в рамках рассматриваемой гипотезы неразрывно связано с процессом деплетирования (обеднения) исходного мантийного вещества легкоплавкими компонентами с образованием тугоплавкого остатка (рестита). В петрографическом отношении этот процесс выражается в последовательном увеличении числа и мощности в рестите полос, все более обедненных пироксенами, вплоть до их полного исчезновения в дунитах.

Хром изоморфно входит лишь в пироксены, в оливине же содержится в ничтожных количествах [17], поэтому при удалении из системы пироксенов в составе выплавки весь хром, содержащийся в них, идет на образование хромшпинелида, аксессуарный хромшпинелид перидотитов также обогащается хромом относительно более легкоплавкого алюминия. Об этом свидетельствует постепенное повышение хромистости шпинелидов от лерцолитов к гарцбургитам [13]. В результате в рестите увеличивается и общее количество хромшпинелидов, и их хромистость.

Поскольку процесс деплетирования идет не одинаково по всей толще мантийного диапира, то снизу вверх последовательно формируются горизонты все более истощенного вещества — лерцолитовый, гарцбургитовый, дунитовый [13]. В общих чертах подобная картина наблюдается в пределах многих слабонарушенных разрезов альпинотипных массивов. В верхних горизонтах часто обособляются крупные блоки дунитов с повышенной рассеянной вкрапленностью хромшпинелидов. Однако такая “горизонтальная слоенность” может быть установлена лишь на основе статистической обработки данных об относительном количестве в разрезе полос того или иного состава или данных петрогеохимического опробования. На макроуровне, напротив, наблюдается чередование различных по мощности (0, n см — $n \cdot 10$ м) полос перидотитов и дунитов, залегающих субвертикально. Подобная картина характерна для многих массивов Южного Урала, слабонарушенных поздними тектоническими преобразованиями (Крака, Нурали, Миндяк).

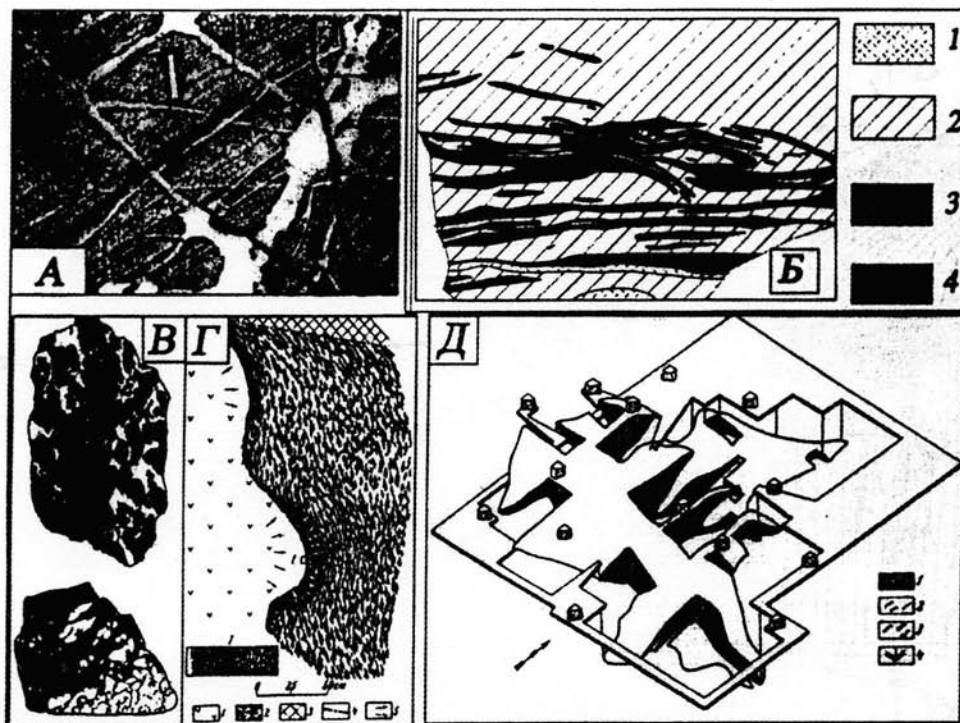


Рис. 1. Детали строения дунит-гарцбургитовых комплексов и рудных тел хромитов в альпинотипных массивах гипербазитов: А, Б — сетчатые и ветвящиеся жилы дунитов в гарцбургитах (А — по Г.Н. Савельевой с соавторами [14], Б — А.Г. Бетехтину [2]); В, Г — выдавливание интерстициального силикатного вещества при образовании нодулей и массивных текстур (В — по Г.А. Соколову [16], Г — по Г.Г. Кравченко [4]); Д — блок-диаграмма хромитовой залежи месторождения Южное (Кемпирайский массив), по Г.Г. Кравченко [4]. А: 1 — вулканогенные породы, 2 — гарцбургиты и дунит-гарцбургиты, 3 — дуниты, 4 — хромиты; Г: 1 — дуниты, 2 — вкрапленные хромиты, 3 — массивные хромиты, 4 — тектонические трещины, 5 — направление давления; Д: 1 — хромиты, 2 — линейная и плоскостная ориентировка хромшпинелидов и бастиа в ультрабазитах, 3 — ориентировка агрегатов хромшпинелидов в рудном теле, 4 — условная горизонтальная плоскость

Возникновение первичной субвертикальной плоскостности объясняется, на наш взгляд, вертикально направленным градиентом давления, которому подчиняется как направление пластического течения в ультрабазитах, так и пути проникновения базальтового расплава, отделяющегося от рестита. Этот вывод подтверждается, с одной стороны, данными, приводимыми С.А. Щербаковым [18], который показал, что отделившийся расплав преимущественно скапливается в прослоях, обогащенных пироксенами, "...в условиях адиабатической декомпрессии пород при *восходящих* движениях", а с другой стороны, закономерным расположением в наименее деформированных разрезах даек габброидов ("следов расплава") — почти согласно по отношению к дунит-гарцбургитовой плоскостности. Примеры такого залегания габброидов, в частности, широко развиты в пределах массива Южный Крак.

Процесс деплетирования может быть "заморожен" на данном этапе, тогда при выведении подобных комплексов в верхние горизонты коры образуются массивы лерцолитового или гарцбургитового типа с телами дунитов (преимущественно "полосовидными"), субсогласными с плоскостностью перидотитов. В верхних частях таких массивов, на границе с породами габброидного комплекса, часто встречаются крупные дунитовые обособления.

Отличительная черта оруденения, образующегося на данном этапе, — согласное залегание хромитов преимущественно в виде полосовидных тел. Преобладающими текстурами руд являются вкрапленные, полосчатые. Оруденение образуется на двух уровнях: 1) в относительно глубинных условиях в пределах сравнительно маломощных дунитовых тел возникают преимущественно руды средне- и крупнозернистые; 2) в верхних частях массивов происходит образование протяженных полос мелкозернистых хромитов.

Термодинамические условия проявления описанного процесса, по-видимому, не отличаются от тех, которые рассчитаны для начальных фаз подъема мантийного вещества с уровня астеносферы в восходящем конвективном потоке при рифтогенезе, температура процесса составляла примерно 1000–1200°C, а давление — около 7 кбар [15, 18].

На втором этапе происходило перераспределение рудного вещества внутри массивов и формирование промышленных залежей хромитовых руд. В этот период ведущая роль принадлежала процессам тангенциального сжатия, что, видимо, было связано с прекращением раскрытия рифтогенной структуры и началом "скупивания" океанической литосферы. Многие исследователи, изучавшие структурные особенности гипербазитов, также выделяют второй этап, характеризующийся более низкими значениями темпе-

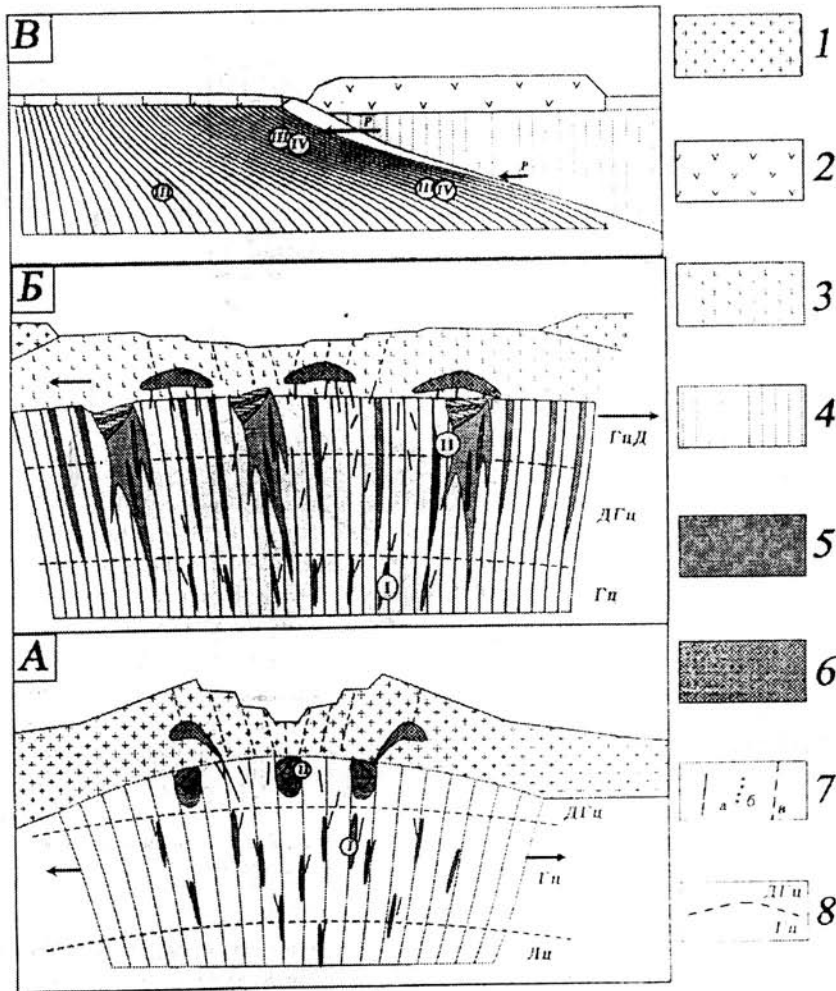


Рис. 2. Модель образования (А—Б) хромитовых месторождений дунит-гарцбургитовой (альпийского типа) формации: 1 — континентальная кора; 2 — кора переходного типа; 3 — океаническая кора; 4—5 — верхняя мантия (4 — шпинелевые перидотиты с элементами пироксеновой полосчатости, 5 — дуниты); 6 — магматические камеры; 7 — пути проникновения расплава (а — габброидного, б — пироксенитового); ДнГ — дунит-гарцбургитового, ГнД — гарцбургит-дунитового). стрелкой показано направление давления

ратуры (700—1000°C) и преобладанием хрупких деформаций над пластическими [15].

При воздействии бокового давления перидотиты и дуниты должны по-разному реагировать на него. В существовавших на данном этапе *PT*-условиях пластичность оливина выше, чем пироксенов, и поэтому дуниты под давлением пластически выжимались вдоль границ с гарцбургитами преимущественно вверх по разрезу. Последние, как более хрупкие, будничивались, что приводило к образованию в гарцбургитах “сетчатых” и “ветвящихся” жил дунитов (рис. 6). Основная масса дунитов вместе с присутствовавшими здесь хромитовыми концентрациями мигрировала до определенного гипсометрического уровня, аккумулируясь и обособляясь в виде более крупных штокообразных тел. Верхними ограничениями для таких дунитовых тел могли служить участки, состоящие преимущественно из гарцбургитов, выполнявших роль экра-

нов. Важную роль при этом могло играть наличие своеобразного *PT*-барьера: на определенном гипсометрическом уровне температура достигала предела, ниже которого пластическое течение дунитов становилось невозможным. Наличие такого барьера, скорее всего, и объясняется субгоризонтальное положение дунитовых тел и связанных с ними хромитовых залежей.

По-видимому, выделяемые в пределах Главного рудного поля Кемпирсайского массива рудоконтролирующие “сводовые поднятия” также обусловлены наличием подобных штоков дунитов, окруженных экранирующими гарцбургитами, что создает впечатление наличия куполовидных структур.

Механизм перераспределения рудного вещества внутри дунитовых тел представляется следующим. Из-за значительного различия в твердости между зернами оливина и хромшпинелида они должны по-разному реагировать на сжимающее усилие. В.Ю. Алимовым показано, что в обстановке сжатия между ними возникают напряжения контактовой природы. При нарастании внешнего давления “...зерна оливина, зажатые между зернами хромшпинелида, будут пластически выдавливаются, а зерна хромита — сближаться до соприкосновения” [1]. Таким образом, происходит аккумуляция рудного вещества в результате твердопластической аккреции. Сказанное хорошо иллюстрируется многочисленным материалом по текстурно-структурным особенностям хромитовых руд Урала, представленном в работах Г.А. Соколова [16], Г.Г. Кравченко [4] и др. (рис. 1, В, Г).

На рис. 1, В, Г хорошо видно, что в центральных частях нодулей и участков массивных руд в резко подчиненном количестве присутствуют выделения силикатов, характеризующиеся неправильной, уплощенной формой; к периферии их количество возрастает. Наблюдаемые соотношения между рудными и силикатными минералами сформировались, по-видимому, в результате выдавливания последних из интерстиций. Зерна хромита в центральных частях нодулей более крупные, часто имеют тройные сочленения, что свидетельствует, по-видимому, об их метаморфической перекристаллизации, а не кристаллизации из расплава.

Следует отметить, что к близкому выводу о генезисе хромшпинелидовых агрегатов пришли Р.Л. Бродская с соавторами [3], изучавшие методами стереометрии руды массива Сым-Кей. По их мнению, хромшпинелиды претерпели многократную метаморфическую перекристаллизацию, причем степень “ра-

финирования” (очистки) зерен более высока в густо-вкрапленных рудах и минимальна — в редковкрапленных.

В масштабе рудных тел сохраняется та же тенденция в соотношении рудной и силикатной составляющих. Так, обобщив материалы по месторождениям Главного рудного поля Кемпирсайского массива, Н.В. Павлов указал, что, как в поперечном, так и продольном сечении рудных тел, для их периферических частей по сравнению с внутренними характерна пониженная густота вкрапленности хромшпинелидов, большая изменчивость текстур и зернистости руд [10]. Рассматривая же месторождения южно-кемпирсайской группы в целом, следует отметить, что по форме они часто представляют комбинацию нескольких слившихся жилообразных и линзовидных тел (рис. 1, Д). В зависимости от *PT*-условий и длительности процесса могут возникать различные текстуры и структуры руд, но результат должен быть один — обособление более или менее мономинеральных тел существенно оливинового и существенно хромитового составов.

При сопоставлении изложенной гипотезы образования хромитовых месторождений с природными объектами можно констатировать, что на современном эрозионном срезе встречаются следующие хромитопроявления, сформировавшиеся в различной геологической обстановке и на разных стадиях процесса (рис. 2, 3):

I. В относительно глубоких частях поднимающегося мантийного диапира в условиях растяжения они представлены “полосовидными” телами вкрапленных руд в небольших по мощности (10—50 м) и протяженности (50—200 м, редко до 1000 м) полосовидных и уплощенно-линзовидных телах дунитов, согласных с перидотитовой полосчатостью (массивы Крака: им. Менжинского, Ситновское, Лактыбаш, Придорожное и др.). При деформации таких объектов в условиях сжатия могут возникнуть месторождения, близкие к III типу (Крака: № 33, Большой Башарт), при наложении метаморфизма в условиях континентальной коры (антигоритовая фация) образовались хромитопроявления Верблюжьегогорского массива.

II. В верхних частях мантийного диапира в условиях растяжения проявления локализуются в крупных полосовидных телах дунитов (длина до 1000 м и более, мощность 50—200 м) вблизи контакта с породами габброидного комплекса. Они представлены преимущественно бедновкрапленными рудами (Крака: Саксей-Ключевская зона, Хабарнинский массив, Ключевской массив, Первомайское и др.).

III. В условиях локального сжатия на месте месторождений I и II типов вещество первично “полосовидного” дунитового тела перемещалось параллельно экранирующим поверхностям. Примеры: месторождения Верблюжьегогорского, Кемпирсайского и других массивов, представленные единичными рудными телами.

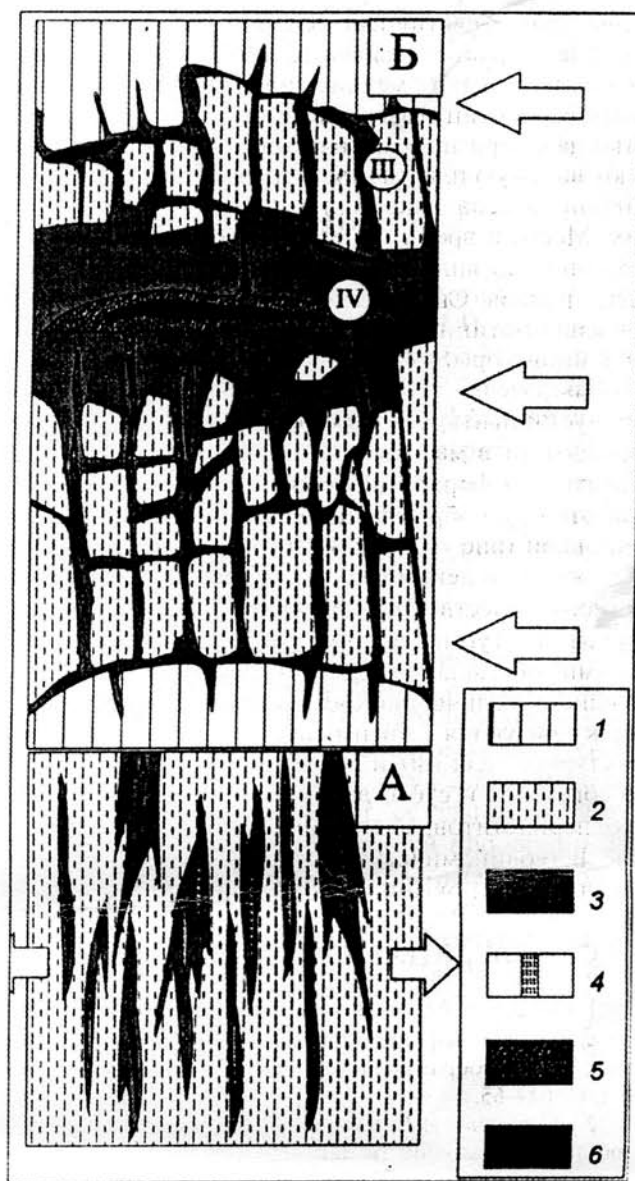


Рис. 3. Схема образования комплекса “сетчатых жил”, штокообразных тел дунитов и связанных с ними месторождений хромитов: А — полосчатый дунит-гарибургитовый комплекс (рифтогенная обстановка); Б — сетчато-полосчатый дунит-гарибургитовый комплекс (режим тангенциального сжатия вблизи зоны субдукции); 1—2 — гарибургиты (1 — массивные, 2 — полосчатые); 3 — дуниты; 4—6 — хромиты (4 — редковкрапленные, 5 — густовкрапленные, 6 — сплошные)

IV. При вовлечении в процесс сжатия многочисленных сближенных “полосовидных” тел дунитов имеет место твердопластичное “перетекание” дунитов по системе ортогональных жил в один центр с образованием штоков и сопряженных с ними сводовых поднятий внутри массивов. В результате происходит слипание одиночных рудных тел в сложные жилообразные и линзовидные тела (месторождения юго-восточной части Кемпирсайского массива).

При дальнейшем падении температуры, уже в коровых условиях происходит преобразование хромитовых залежей. В этот период наиболее широко проявляется разломная тектоника: единые рудные тела дробятся на блоки, происходит тектоническое сжати-

вание. Конструктивный элемент на данном этапе проявлен крайне незначительно. Возможно, в это время возникают мелкие проявления хромитов в зонах серпентинитового мелаңжа, так как серпентиниты даже при низких значениях температуры сохраняют высокую пластичность и способствуют проявлению процессов аккреции рудного вещества внутри них. Место и время проявления данного этапа определяются, по-видимому, коллизией в пределах складчатых поясов. Связан этот этап с выведением массивов альпинотипных гипербазитов в верхние горизонты земной коры.

Заключение. Проведенные исследования позволили установить, что формирование хромитовых месторождений в массивах альпинотипной (дунит-гарцбургитовой) формации происходит в два этапа. Первый этап рудообразования связан с рифтогенной обстановкой (рис. 1, а, б). В это время на фоне общего растяжения и декомпрессии происходит подъем мантийного вещества, его частичное плавление и деплетирование. Тугоплавкий остаток, представленный дунитами, обогащается хромом, выделяющимся в виде большого количества хромшпинелидов. Рудные тела характеризуются преимущественно вкрапленными текстурами, для них и вмещающих дунитов характерно согласное и субсогласное залегание с полосчатостью перидотитов, слагающих большую часть массивов. В геодинамическом плане — это режим континентального и океанического рифтогенеза.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алимов В.Ю. Механизм дифференциации вещества при сдвиговых деформациях зернистых сред (в приложении к хромитообразованию) // Ежегодник-93. Свердловск, 1994. С. 64—65.
2. Бетехтин А.Г. Шорджинский хромитоносный гипербазитовый массив (в Закавказье) и генезис месторождений хромистого железняка вообще // Хромиты СССР. М.; Л., 1937. Т. 1. С. 7—157.
3. Бродская Р.Л., Бильская И.В., Кобзева Ю.В., Ляхницкая В.Д. Типоморфные особенности строения минеральных агрегатов ультрамафитов и механизм концентрации в них хромшпинелидов // Зап. ВМО. 2003. № 4.
4. Кравченко Г.Г. Роль тектоники при кристаллизации хромитовых руд Кемпирсайского плутона. М., 1969.
5. Логинов В.П., Павлов Н.В., Соколов Г.А. Хромитоносность Кемпирсайского ультраосновного массива на Южном Урале // Хромиты СССР. М.; Л., 1940. С. 5—199.
6. Макеев Б.А. Минералогия альпинотипных гипербазитов Урала. СПб., 1992.
7. Маракушев А.А. Петрогенезис. М., 1988.
8. Москалева С.В. Гипербазиты и их хромитоносность. Л., 1974.
9. Павлов Н.В., Григорьева-Чупрыкина И.И. Закономерности формирования хромитовых месторождений. М., 1973.
10. Павлов Н.В., Григорьева И.И. Месторождения хрома // Рудные месторождения СССР. М., 1978. Т. 1. С. 172—224.
11. Перевозчиков Б.В. Особенности изучения хромитоносности альпинотипных гипербазитов. М., 1998.
12. Поиски, разведка и оценка хромитовых месторождений / Под ред. Т.А. Смирновой, В.И. Сегаловича. М., 1987.
13. Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М., 1987.
14. Савельева Г.Н., Перцев А.Н. Мантийные ультрамафиты в офиолитах Южного Урала, Кемпирсайский массив // Петрология. 1995. Т. 3. № 2. С. 115—132.
15. Савельева Г.Н., Щербаков С.А., Денисова Е.А. Роль высокотемпературных деформаций при формировании дунитовых тел в гарцбургитах // Геотектоника. 1980. № 3. С. 16—27.
16. Соколов Г.А. Хромиты Урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распространения // Тр. ИГиН АН СССР. Вып. 97. Сер. Рудн. месторождения. 1948. № 12.
17. Шон Д.М. Геохимия микроэлементов кристаллических пород. Л., 1969.
18. Щербаков С.А. Пластические деформации ультрабазитов офиолитовой ассоциации Урала. М., 1990.