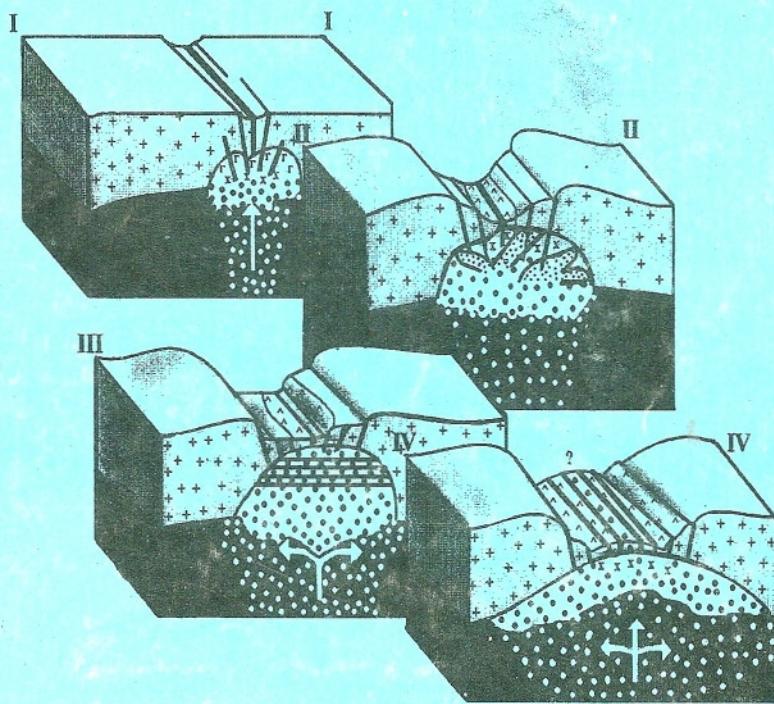


С.Г.Ковалев, В.И.Сначев

ГИПЕРБАЗИТОВЫЕ МАССИВЫ КРАКА (геология, петрология, металлогения)



Государственный комитет Республики Башкортостан
по геологии и использованию недр
Российская Академия Наук
Уфимский научный центр
Институт геологии

С.Г.Ковалев, В.И.Сначев

ГИПЕРБАЗИТОВЫЕ МАССИВЫ КРАКА
(геология, петрология, металлогения)

Уфа-1998

С.Г.Ковалев, В.И.Сначев. Гипербазитовые массивы Крака

(геология, петрология, металлогенез). Уфа.: УНЦ РАН. 1998. 104 с.

В работе дано монографическое описание гипербазитовых массивов Крака. Приводятся новые данные по геологическому строению отдельных массивов и петро-geoхимическому составу слагающих их пород. Даётся детальная характеристика геологического строения полосчатого комплекса массива Средний Крака, а также предлагается оригинальный механизм образования дайкообразных и жилоподобных тел «вторичных» дунитов и связанного с ними хромитового оруденения. Впервые даётся детальная характеристика благородно-металлической (элементы группы платины и золото) специализации пород и рудных объектов всех четырех массивов. Делается вывод о том, что в большинстве случаев она характеризуется четко проявленной платиновой направленностью, с промышленными содержаниями элемента в отдельных рудных телах. Предлагается петротектоническая модель образования массивов Крака и обсуждается поведение в этих процессах благородных металлов.

Книга рассчитана на геологов, а также специалистов в области петрологии, металлогении и смежных дисциплин.

Библиогр. 87 назв. Ил. 34. Табл. 13.

Ответственный редактор к.г.-м.н. М.В.Рыкус

© УНЦ РАН, 1998

Вопросы петрологии магматических пород являются основополагающими для типизации их ассоциаций и установления формационной принадлежности. Решение теоретических проблем формационного анализа на современном этапе возможно только на базе петролого-geoхимических моделей образования породных ассоциаций с привязкой последних к конкретным геологическим объектам.

Для складчатых областей, и особенно ранних этапов в истории их развития, в этом плане решающее значение приобретает проблема происхождения пород гипербазитовой формации, включающей в себя как ультраосновные породы, так и тесно ассоциирующиеся с ними в пространстве габброиды. Значимость проблемы обусловлена в первую очередь важной ролью, которую отводится этой группе пород при рассмотрении положений о становлении и эволюции самих складчатых структур. Несмотря на отмеченное выше, многие аспекты генезиса альпиногиповых ультрабазитов, механизма их внедрения в верхнюю оболочку литосферы и преобразования в коровых условиях под воздействием более поздних интрузий и метаморфических процессов до сих пор остаются остро дискуссионными и интерпретируются в рамках различных гипотез, которые очень часто оперируют лишь общими положениями этих построений без каких-либо конкретных механизмов реализации того или иного процесса.

Мощный импульс процесс изучения гипербазитов получил с развитием современных методов исследования вещества в том числе микрозондового анализа. Их появление позволяет на качественно новом уровне подойти к проблемным вопросам, которые касаются этих чрезвычайно интересных с геологической точки зрения образований.

Важное значение имеет и металлогенез ультрабазитов, так как подавляющая часть Уральских месторождений таких полезных ископаемых как хромитовые руды, элементы группы платины, асBEST и др. сосредоточены в массивах ультраосновных пород. Тем не менее спорность многих аспектов петрологии и металлогенеза этих образований, по мнению многих исследователей, обусловлена в первую очередь их недостаточной изученностью. Не являются в этом ряду исключением и массивы Крака. Несмотря на большое количество публикаций, в которых освещены отдельные вопросы их геологии, петрологии и металлогенеза, на сегодняшний день не существует обобщающей работы посвященной этим крупнейшим гипербазитовым массивам, расположенным в пределах башкирской части западного склона Южного Урала.

Данная работа является попыткой заполнить этот пробел на основе полученного авторами в последнее время нового материала, а также обобщения данных предыдущих исследователей.

Большая часть материалов была получена за последние пять лет при выполнении темы «Прогнозная оценка хромитоносности массивов Крака», которая финансировалась Государственным комитетом Республики Башкортостан по геологии и использованию недр, за что авторы выражают искреннюю признательность Р.А.Хамитову, Б.Д.Магадееву, А.Л.Чернову, А.И.Грешилову, Е.В.Попову. Особую благодарность авторы выражают В.В.Радченко за консультативную помощь по многим проблемным вопросам геологии массивов Крака.

Аналитические работы выполнялись: силикатный анализ (определение породообразующих окислов), атомно-абсорбционный (количественное определение содержаний Cr, Ni, Co, Cu, Zn, Pb), рентгено-флюоресцентный анализ (определение Rb, Sr, Zr) – в ИГ УНЦ РАН; определения платиноидов и золота в породах (атомно-абсорбционный и кинематический метод) – в химико-спектральной лаборатории ЦНИГРИ г.Москва; состав минералов, включая содержания в них благородных металлов (рентгено-спектральный микронализатор JSM-840 с приставкой Link-8000) – в Институте проблем сверхпластичности металлов г.Уфа. Кроме того, отдельные рудные минералы определялись мл.н.с. Н.Г.Рыкус визуальным способом на рудном микроскопе МИМ-7 (VERTIVAL) при максимальном увеличении $\times 720$ – 1080 с использованием иммерсионных препаратов.

Глава 1

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАССИВОВ КРАКА

История изученности

Гипербазитовые массивы Крака расположены в северной части Зилаирского мегасинклинория, протягиваясь с севера на юг более чем на 60 км. Общая их площадь составляет свыше 800 км^2 . Хребет Крака подразделяется на четыре крупных массива: Северный, Средний, Южный и Узянский Крака.

Первые геологические работы в пределах массивов проводились в конце прошлого века и были в основном направлены на поиски и разработку хромитовых месторождений. Результаты этих работ сохранились фрагментарно, а большая часть из сохранившихся материалов представляет на сегодняшний день чисто исторический интерес.

Второй этап изучения массивов приходится на 30-70-е годы, когда в результате поисковых и съемочных работ было открыто большинство из известных хромитовых проявлений и месторождений в основном геологами Башгеолреста: И. С. Бурдюговым, С. Ф. Тиховидовым и Л. Г. Фарафонтьевым.

Хромитовой группой ИГЕМ было произведено петрографическое расчленение массива Южный Крака и составлена его карта в масштабе 1:100 000. Ими же было обследовано свыше 50 хромитовых рудопроявлений и месторождений. Результаты этих исследований опубликованы в работах Г. А. Соколова (Соколов, 1937, 1941, 1948) и Н. В. Павлова (Павлов, 1949) в которых впервые были высказаны представления о том, что массив имеет форму согласного лакколита с вертикальной зональностью: лерцолиты, гарцбургиты, дуниты (сверху вниз).

Приблизительно в это же время (1941) Д. Г. Ожиганов высказывает мнение о том, что массивы Крака являются частью гигантского бездонного батолита.

Позже С. В. Москалева приходит к выводу, что массивы представляют собой эродированный выступ древней мантии, образовавшейся еще до заложения Уральской геосинклинали (Москаleva, 1960, 1974).

В 1962–1963 г.г. И.И.Эдельштейн и Ю.Я.Михайлов, проводя петрологическое изучение и выяснение перспектив никеленосности гипербазитовых интрузий Башкирского Урала охватили тематическими исследованиями и массивы Крака.

В конце 60-х годов в районе массивов Крака работала группа геологов Стерлитамакского ГПК под руководством М.А.Камалетдинова имея целью выяснение структуры района и возможной перспективности его на нефть и газ. В результате проведенных исследований, Т.Т.Казанцева приходит к выводу о том, что массивы Крака входят в состав крупного слоистого альлохтона, образуя среднюю пластину, которая облекается снизу серпентинитовыми рубашками, переходящими в мелаюк нижней пластины (Камалетдинов, Казанцева, 1970).

В 1973 году А. В. Ключиным, В. В. Радченко и А. В. Буряченко, на основе большого объема проведенных работ (в рамках геологической съемки масштаба 1:50 000) делаются выводы, подтверждающие псевдостратификацию пород массива, а также лополито - (или лакколито-) образную их форму с глубиной залегания подошвы от 1-2 до 4-5 км (Ключин и др., 1973).

Н. В. Павловым в 1973 году было проведено изучение массива Южный Крака и некоторых хромитовых объектов в его пределах и сделаны выводы о генезисе хромитов, основанные на теории их магматического происхождения (Павлов, 1973).

В 1972-1977 г.г. А.А.Пацков на основе анализа результатов геофизических съемок данной территории, рассматривает геометрию массивов, от которой во многом зависит правомерность различных формационно-генетических построений, и делает общие выводы об их интрузивной природе (Пацков, 1977).

В.В.Радченко при изучении петрологии гипербазитовых массивов Крака с прогнозной оценкой их на медно-молибденовое оруденение в 1974-1977 г.г. была подтверждена псевдостратификация массивов и детально рассмотрены генетические особенности хромитового оруденения.

Детальная геология массивов Крака и подробная характеристика Кракитского альлохтона была дана в монографии М.А.Камалетдинова и Т.Т.Казанцевой (Камалетдинов, Казанцева, 1983).

В 1981-1984 г.г. Е.А.Шумихиным и Т.А.Мельник были проведены работы по оценке перспективности хромитоносных зон массивов Крака на платину. Промышленно значимых содержаний платиноидов авторами зафиксировано не было.

На этом этапе изучения ультраосновных массивов Крака и связанного с ними оруденения, большинство исследователей были единодушны в том, что перидотиты являются магматическими породами, претерпевшими практически полное плавление

с последующим внедрением расплава (либо смеси кристаллов и расплава) по глубинным разломам в верхние горизонты коры (либо выведенными уже в твердом состоянии после раскристаллизации). То же самое касалось и рудных объектов. Считалось, что хромитовые тела - это либо результат кристаллизации собственно рудного расплава, либо мобилизация рудного вещества происходила в момент становления массивов непосредственно из магмы.

После того как в среде отечественных геологов широкое распространение получила теория о реститогенной природе альпинотипных гипербазитов и о значительном влиянии на их генезис процессов метаморфизма и глубинного метасоматоза, наступил следующий этап в изучении гипербазитовых комплексов (и массивов Крака в частности). В первую очередь здесь следует сослаться на работу Г. Н. Савельевой в которой она дает свою интерпретацию внутреннего строения массива Средний Крака и обосновывает комплексную модель становления гипербазитовых массивов, рассматривая процессы отделения легкоплавкой (базальтоидной) составляющей, а также эволюцию рестита в твердолавлическом состоянии с последующими метаморфометасоматическими изменениями (Савельева, 1987).

Отдельные упоминания о массивах Крака (в подавляющем большинстве случаев это касается Южного Крака, как наиболее изученного) встречаются во многих публикациях (см. например, Магматические..., 1988), но часто эти сведения отрывочны и фрагментарны.

Проведенный обзор исследований территории гипербазитовых массивов Крака показывает крайнюю неравномерность их изученности и неравнозначность итоговых материалов. Это выражается главным образом в различии методов, которые применялись исследователями, а, следовательно, и информативности полученных результатов. Особенно это касается проблем перспективности района на различные виды полезных ископаемых.

Геологическое строение и тектоническое положение

Массив Северный Крака расположен юго-западнее г. Белорецка, образуя тело по форме близкое к изометричному с размерами 15×18 км. В связи с тем, что массив сильно залесен, имеет расчлененный рельеф и характеризуется отсутствием значимых по запасам хромитовых объектов, его геологическая изученность и на сегодняшний день остается явно недостаточной.

По данным А.В.Ключикова и др., массив Северный Крака на 80 % состоит из гарцбургитов (Ключикин и др., 1973). Дунит-гарцбургитовый комплекс распространен по его периферии в виде отдельных тел неправильной формы. Самостоятельные дунитовые тела относительно редки. Лерцолиты и их плагиоклазсодержащие разности в виде тел дайкообразной и неправильной формы, располагаются ближе к центральным частям массива. Падение полосчатости в ультраосновных породах направлено от периферии массива к его центру. Взаимоотношения между различными породами, и как следствие его внутреннее строение, по мнению авторов, обусловлено псевдостратификацией, которая выражается в том, что в нижних горизонтах развиты дуниты и полосчатый дунит-гарцбургитовый комплекс, выше располагаются гарцбургиты, а самые верхние горизонты сложены лерцолитами.

По данным С.В.Москалевой широким распространением в массиве Северный Крака пользуются гарцбургиты и дунит-гарцбургитовый комплекс. Они фиксируются на всей территории массива, тяготея к его восточной и центральной частям и занимают около трех четвертей от его площади. Лерцолиты и их плагиоклазсодержащие разности относительно широко распространены в северо-восточной и восточной частях массива. Дуниты слагают тела дайкообразной или (реже) изометричной формы и широко распространены в юго-западной и центральной частях массива. Простижение дайковых тел – северо-западное. В юго-западной части массива широко распространены изолированные тела вебстеритов и верпилитов. В целом внутреннее строение массива Северный Крака характеризуется четко проявленным северо-западным простиранием элементов линейности гипербазитов и дайковых тел дунитов при отсутствии каких-либо закономерностей в распределении пород внутри массива и их взаимоотношениях между собой (Москаlevа, 1974).

По материалам Г.Н.Савельевой массив Северный Крака сложен шпинелевыми лерцолитами в которых в виде дайковых тел распространены шпинель-плагиоклазовые разновидности. Гарцбургиты присутствуют в виде небольших изолированных тел на западной и восточной окраинах массива. А в целом его внутреннее строение характеризуется ориентировкой падения линейности ультрабазитов, направленной от периферии в центр массива, причем «центр» располагается в его южной оконечности (Савельева, 1987).

Е.Е.Лазъко (Магматические..., 1988) считает, что в качестве полосчатого дунит-гарцбургитового комплекса массива Северный Крака большинство исследователей описывали стандартные расслоенные гарцбургиты, в которых присутствуют конформные и секущие жилы и крупные тела дунитов, которые встречаются на всех гипсометрических уровнях массива. Гарцбургиты, как практически лишенные клинопи-

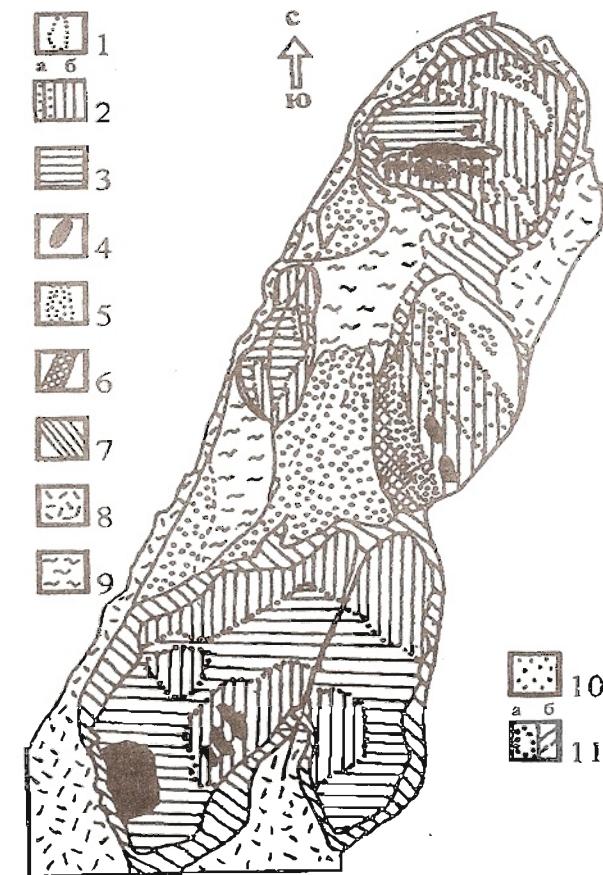


Рис. 1.1 Схема геологического строения массивов Крака (по материалам Ключикова и др., 1973, Москалевой, 1974, Савельевой, 1987 и авторов). Условные обозначения: 1-лерцолиты и их плагиоклазсодержащие разновидности; 2-гарцбургиты (а-клинопироксенсодержащие разновидности; б-собственно гарцбургиты); 3-дунит-гарцбургитовый комплекс; 4-дуниты; 5-верпилиты, клинопироксениты, вебстериты; 6-габбро; 7-крайевые серпентиниты; 8-зиландская серия (песчаники, алевролиты); 9-отложения сидерита (глинисто-кремнистые сланцы, пироксен-плагиоклазовые порфириты и их туфы); 10-отложения ордовика (песчаники, алевролиты, метапорфиры); 11-границы (а-петрографических разновидностей, б-тектонические).

роксена, так и обогащенные им, резко преобладают среди перidotитов, а настоящие пердолиты распространены незначительно и действительно приурочены исключительно к верхним гипсометрическим уровням ультрабазитовых блоков.

Проведенные нами исследования в пределах массива Северный Крака позволили уточнить его внутреннее строение, которое выражается в закономерной смене пород, направленной с северо-востока на юго-запад. В северо-восточной части массива относительно широким распространением пользуются пердолиты и их плагиоклазсодержащие разности. При том, что, как справедливо отмечает Е.Е.Лазько (Магматические..., 1988) в целом массив сложен гардбургитами, все же в северо-восточной части его среди них широко распространены обогащенные клинопироксеном шлиры, прослои и обособления и в целом создается впечатление, что они "менее истощены".

Здесь же нужно отметить некоторое расхождение в петрографической классификации пород, присутствующей у различных авторов изучавших эти массивы. В частности, если подходить со строго петрографической классификации, то лерцонит - это порода содержащая более 10 процентов клинопироксена (см. "Магматические...", 1983). Но отдельные исследователи (Г.Н.Савельева, в частности) вкладывают в этот термин генетический смысл, и по ее классификации оказывается, что к лерцонитам относятся породы с меньшим количеством клинопироксена, а это присутствие определяет степень истощенности пород. В связи с тем, что переходы между данными разновидностями пород очень часто постепенные, нами в качестве основных разновидностей, слагающих массивы Крака выделяются: пердолиты и их плагиоклазсодержащие разности; клинопироксенсодержащие гардбургиты; гардбургиты; дуниты-гардбургитовый комплекс, а также жильные тела вторичных дунитов, вебстеритов и верлитов. Как уже отмечалось выше, степень истощенности пород увеличивается с северо-востока на юго-запад. В юго-западной части массива относительно широко распространены тела вебстеритов и верлитов. На наш взгляд данные образования являются элементами полосчатого комплекса, который здесь либо распространен фрагментарно, либо не вскрыт полностью эрозионными процессами. Сопряженность данных образований с породами габброидной серии, детально охарактеризованной на массивах Средний Крака, Нурали, Миндяк и многих других, здесь отсутствует. Тем не менее, мы считаем, что она может быть представлена здесь в виде эфузивных аналогов (альбитизированные и амфиболизированные диабазы, по С.В.Москалевой, 1974; или эфузивами основного состава по А.В.Ключихину и др., 1973), которые распространены в юго-западной части массива.

Массив Средний Крака расположен южнее Северного Крака, образуя по форме тело, близкое к эллипсоиду с размерами: по длиной оси - около 20 км, по короткой - около 9 км. Северо-восточная часть массива сильно залесена и расчленена, в то время как южная и юго-западные части характеризуются более пологим рельефом.

По мнению Г.Н.Савельевой (Савельева, 1987) большая часть площади массива сложена шпинелевыми лерцолитами содержащими небольшое количество линз их шпинель-плагиоклазовых разновидностей. Наиболее крупное пластинкообразное тело последних протягивается в северо-западной части массива вдоль границы с гардбургитами. Лерцолиты с запада и юга окаймлены полосой гардбургитов, которые в направлении контакта с вмещающими породами последовательно сменяются дунитами, затем верлитами, пироксенитами и далее роговообманковыми габбро и габбродиабазами, превращенными участками в амфиболиты. Положение границ между выделенными породами определяется Г.Н.Савельевой как круто наклоненное на восток. Контакты между шпинелевыми лерцолитами и гардбургитами представляют собой постепенный переход, обусловленный уменьшением количества диопсида в породе. Постепенный характер контакта между гардбургитами, дунитами, а также между дунитами, верлитами и пироксенитами заключается в том, что в зонах перехода возрастает количество жилообразных тел, "пропластков" и линз последовательно сменяющихся пород.

По нашим данным, среди шпинелевых лерцолитов (по классификации Г.Н.Савельевой, 1987) в северо-восточной части массива относительно широко распространены породы, которые следует классифицировать как клинопироксенсодержащие гардбургиты в которых количество клинопироксена составляет от 2 до 5 %. Переходы между различными разновидностями пород действительно постепенные, размытые. В целом анализируя внутреннее строение массива следует отметить то, что в направлении с северо-востока на юго-запад увеличивается количество дунитовой составляющей в породах.

Средний Крака занимает несколько обособленное положение среди остальных массивов благодаря наличию в его западной части полосчатого комплекса, детальное изучение которого, на наш взгляд, имеет важное значение для более полного понимания процессов петrogenеза ультрабазитов и связанного с ними рудообразования. На сегодняшний день, наиболее полная характеристика его представлена в серии работ Е.А.Денисовой и Г.Н.Савельевой (Денисова, 1984, Савельева, Денисова, 1985, Савельева, 1987).

Общая картина строения габброидной части разреза и полосчатого комплекса, обрамляющих ультраосновные породы (гарцбургиты) с запада и юго-запада, по мнению этих авторов, выглядит следующим образом: в направлении с востока на запад гарцбургиты последовательно сменяются дунитами, затем верлитами, пироксенитами и далее роговообманковыми габбро и габбро-диабазами, которые участками превращены в амфиболиты. Самое южное тело габброидов представляет из себя крупную будину в серпентинитовом меланже. Внутреннее строение данной зоны (в западной части) характеризуется наличием мелко- средизернистых жил роговообманковых габбро и габбро-диабазов секущих пироксенит-дунитовую полосчатость и образующих интрузивные контакты с последними. Кроме этого устанавливается, что дунитовые линзовидные тела и прослои среди верлитов и пироксенитов тяготеют к контакту с дунитами, а массивные клинопироксениты – к контакту с габброидами. Полосчатость имеет в основном субмеридиональное, северо-западное простирание и краткое восточное падение под массивом, конформно с контакту с дунитами (Савельева, 1987).

Нами были проведены детальные работы (геологическая съемка в масштабе 1:5000) в пределах южной оконечности массива Средний Крака (Хамитовская площадь), в зоне максимального площадного распространения габброидов и полосчатого комплекса. Анализ полученных результатов позволяет нам по новому интерпретировать геологическое строение данной территории, и как следствие этого, предложить свою модель генезиса данных образований и связанных с ними полезных ископаемых.

Как видно из рис. 1.2 основные черты геологического строения этой площади характеризуются широким распространением в ее западной и центральной частях габброидов. В западной части они представлены «полосовидными» телами, а ближе к центру образуют изолированные блоки, границы которых трассируются зонами амфиболитов и их гранатсодержащих разновидностей (до гранатитов включительно). Контакты габброидов с вмещающими породами довольно разнообразны. В одних случаях они явно имеют интрузивный облик (зоны закалки и рвущие взаимоотношения, см. рис. 1.3), в других – обнаруживают тектоническую природу, что позволяет предполагать наличие либо двух генераций габброидов (собственно габбро и более поздние дайковые тела габбро-диабазов), либо объяснять данные взаимоотношения влиянием тектонических процессов.

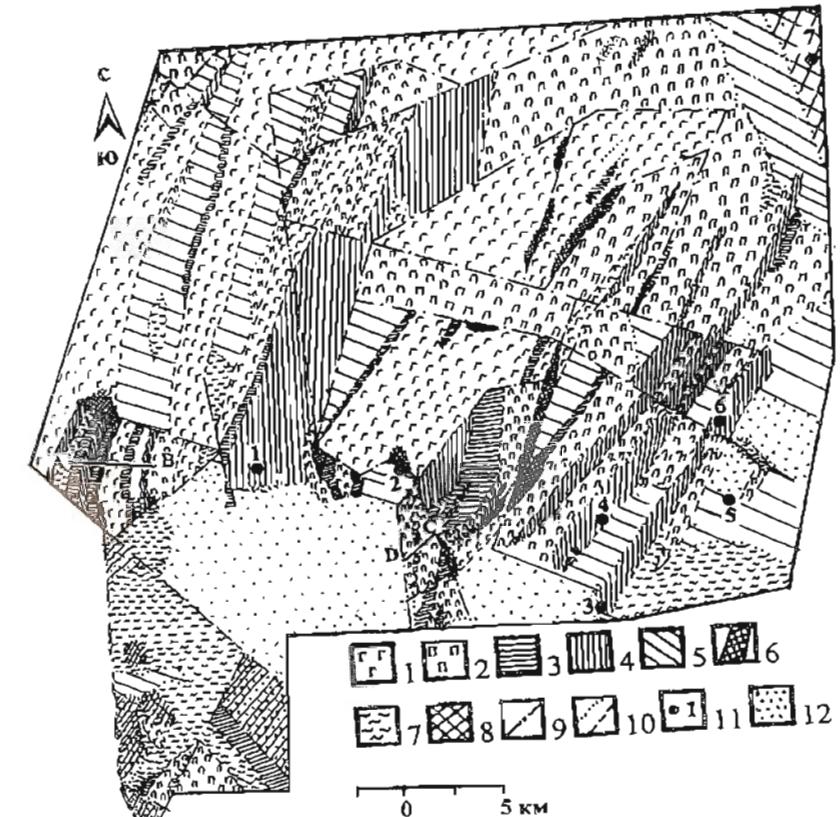


Рис. 1.2 Схема геологического строения полосчатого комплекса массива Средний Крака (по материалам авторов). Условные обозначения: 1-габбро; 2-пироксениты (юдиногипроксениты, оливиновые клинопироксениты, верлиты); 3-апогаббровые метасоматиты (родиниты, плагиоклазиты); 4-краевые дуниты; 5-гипербазиты нерасчлененные; 6-амфиболиты, гранатсодержащие амфиболизированные габбронды; 7-серпентиниты; 8-гарцбургитовый комплекс; 9-тектонические нарушения; 10-границы между петрографическими разновидностями пород; 11-рудопроявления и месторождения хромитов (1-Бабай, 2-Безымянное, 3-Хамитовское, 4-Ак-Бура, 5-Сарангаевское, 6-Северо-Хамитовское, 7-Правый Саксей); 12-задернованные участки.

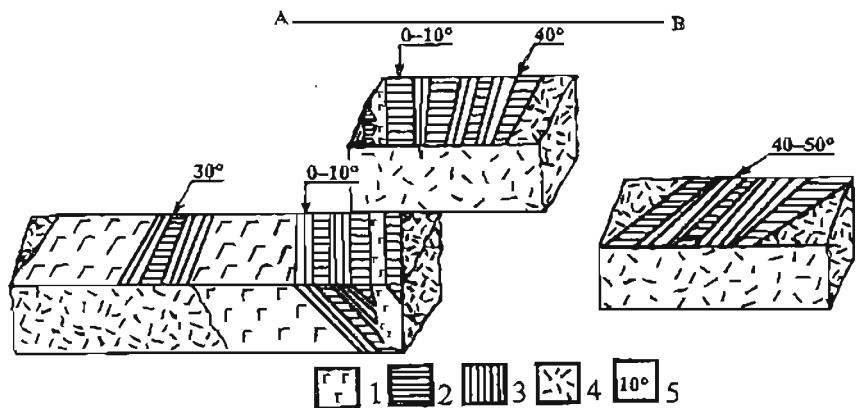


Рис. 1.3 Блок-диаграмма строения западной части полосчатого комплекса (разрез по линии А – В на рис. 1.2). Условные обозначения: 1 – габбро; 2 – апогаббровые метасоматиты; 3 – дуниты; 4 – задернованные участки; 5 – азимуты простирания контактов.

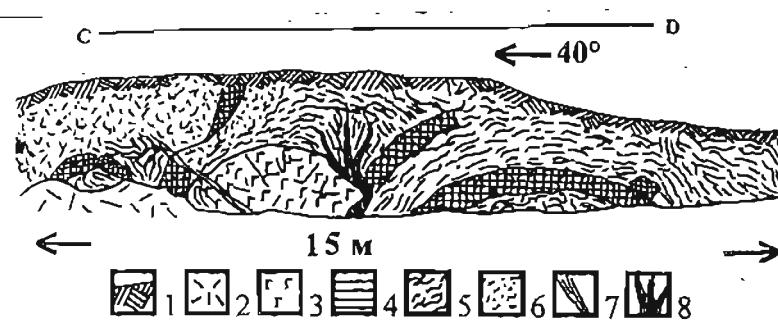


Рис. 1.4 Геологический разрез по линии С – Д (см. рис. 1.2). Условные обозначения: 1 – почвенно-растительный слой; 2 – осьги; 3 – габбро; 4 – метасоматиты; 5 – серпентиниты; 6 – полностью дезинтегрированные породы (кора выветривания); 7 – зоны тектонических нарушений; 8 – зоны дробления, выполненные охлажденной алевритистой массой.

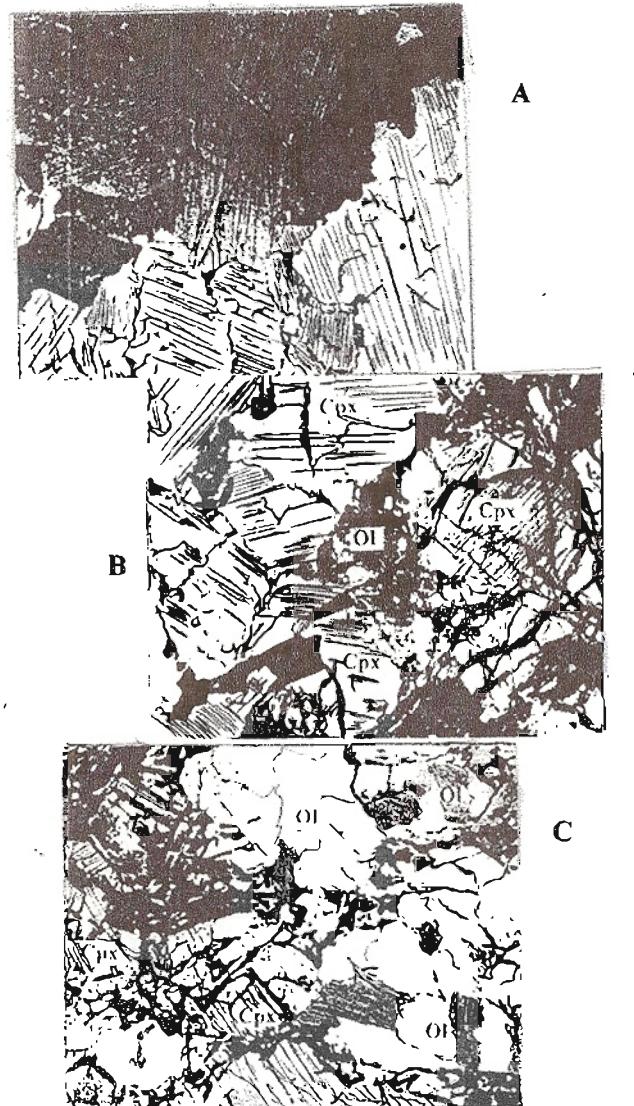


Рис. 1.5 Петрографический состав пироксенитов полосчатого комплекса массива Средний Крака (с запада на восток). Увеличение $\times 72$, николи скрещены. Условные обозначения: А – клинопироксениты; В – оливинсодержащие клинопироксениты; С – верлиты (Оl – оливин; Сpx – клинопироксен).

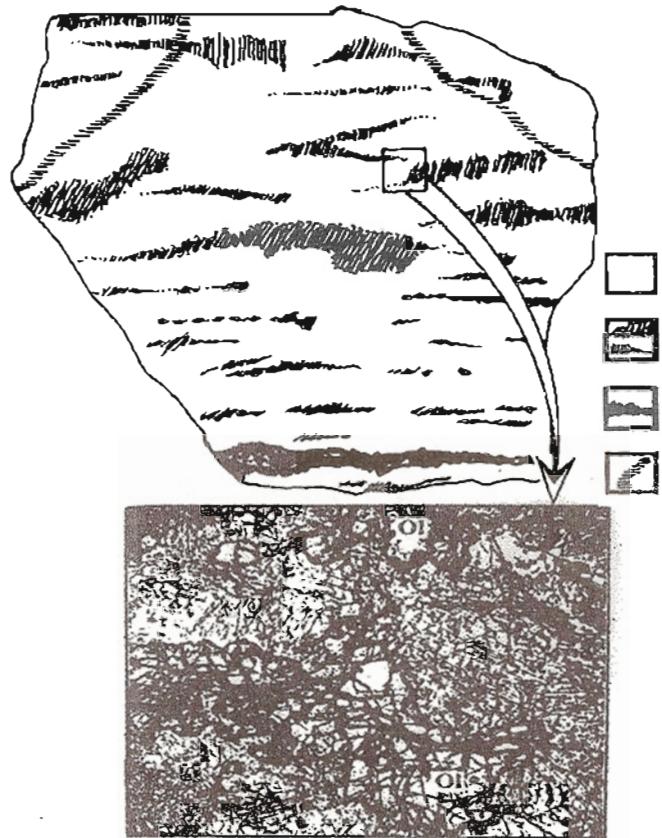


Рис. 1.6 Строение и состав нерасчлененных ультрабазитов полосчатого комплекса массива Средний Крака. Условные обозначения: 1—пироксениты; 2—прослои и шлиры дунитов; 3—прослои хромитовых руд; 4—секущие зонки серпентина (O —оливин).

Пироксениты (клинопироксениты, их оливинсодержащие разновидности и верлиты) тяготеют к восточной части площади, где их тела, в «переслаивании» с красными лунитами, служат обрамлением собственно ультрабазитовой зоны, представленной гардбургитами, их клинопироксенсодержащими разновидностями и перцолитами.

Все разнообразие пород, определяющее специфику геологического строения данной площади характеризуется определенными закономерностями в их расположении в разрезе, которые заключаются в том, что:

1. В западной части массива преимущественно распространены краевые дуниты в «переслаивании» с габбро и апогаббровыми метасоматитами (гранат-тремолит-циозитового и актинолит-пренит-полевошпатового состава, см. рис. 1.3);
2. При движении на восток, данные образования сменяются развитием «полосчатости», представленной чередованием «слоев» клинопироксенитов, дунитов и (реже) метасоматитов;
3. Клинопироксениты (в этом же направлении) постепенно сменяются сначала оливинсодержащими разновидностями, а затем верлитами (см. рис. 1.5), то есть в непосредственном обрамлении собственно гипербазитовой зоны фиксируются существенно оливин-клинопироксеновые породы также переслаивающиеся с краевыми дунитами;
4. «Нерасчлененные» ультрабазиты, выделяемые в качестве одной из петрографических разновидностей (см. геологическую схему строения, рис. 1.2) представляют собой сильно измененные породы, состав которых обусловлен наличием (чаще всего) клинопироксенитовой матрицы в которой фиксируются тонкие «слойки», шлиры и обособления представленные оливином (дунитовой составляющей, см. рис. 1.6).

В целом, геологическое строение описываемой территории характеризуется относительно четко проявленной зональностью, заключающейся в том, что на краюем западе данного комплекса, слагающие его образования представлены переслаиванием пород — дунит-метасоматит, которые сменяются (в восточном направлении) клинопироксенит-габбро-дунитовой и далее в этом же направлении верлит-дунитовой ассоциацией. Это строение осложнено последующими тектоническими движениями.

Рассматривая в целом строение массива Средний Крака следует констатировать, что оно характеризуется асимметрией, обусловленной рядом последовательно сменяющихся толщ с постепенными и плавными переходами степень истощенности пород в которых увеличивается с северо-востока на юго-запад. На наиболее истощенные разновидности пород, представленные дунит-гардбургитовым комплексом со значительным количеством дунитовой составляющей, накладываются метаморфометасоматические образования (гранат-тремолит-циозитовые или актинолит-пренит-

полевошпатовые), формирование которых обусловлено, вероятнее всего, влиянием габброидов.

Массив Южный Крака имеет площадь около 470 км² и характеризуется грубо изометрическими в плане очертаниями, округлыми на севере и раздвоенными на юге. Рельеф массива расчленен в значительной степени, заселенность характерна для северо-западных склонов.

Как это впервые было установлено В.П. Логиновым в 1932 году (Магматические..., 1988), а затем подтверждено последующими работами (А.В. Ключкин и др., 1973), он характеризуется псевдостратификацией или зонально дифференцированным строением сутью которого является то, что самая нижняя из условно выделяемых зон сложена дунит-гарцбургитовым полосчатым комплексом, выше которого залегает зона пород гарцбургитового состава, которая в свою очередь сменяется переходной лерцолит-гарцбургитовой, завершающейся типичными лерцолитами.

Считается, что в пределах массива Южный Крака преимущественным распространением пользуются дуниты и дунит-гарцбургитовый комплекс, что объясняется большим эрозионным срезом и как следствие этого, выходом на поверхность более глубинных горизонтов массива. На наш взгляд, данные представления противоречат существующим взглядам на строение верхней мантии, частью которых являются массивы Крака, так как лерцолиты, занимающие верхние "стратиграфические" горизонты являются наименее истощенными, то есть должны располагаться ниже по разрезу при нормальном залегании пород (субсогласном, "стратифицированном"). Существует как минимум два объяснения наблюдаемого несоответствия между современными петрологическими представлениями о строении верхней мантии и внутреннем строении крупных "псевдостратифицированных" массивов ультраосновных пород, какими в частности являются рассматриваемые здесь массивы Крака: первое – это чисто тектоническое, то есть, фиксируемые взаимоотношения обусловлены процессами динамики становления массива при выводе его на современный уровень; второе – это то, что псевдостратификация обусловлена метаморфо-метасоматическими процессами, то есть лерцолиты, распространенные в верхних горизонтах являются не первичными неистощенными породами, а должны рассматриваться в качестве субстрата, претерпевшего изменения, заключающиеся в образовании вторичного клинопироксена. Вероятнее всего эти две причины взаимосвязаны и взаимообусловлены, то есть, мы имеем две разновидности клинопироксена содержащих пород (содержания клинопироксена в которых равно либо превышает 10%, что соответствует лерцолиту, см. «Магматические...», 1983), одна из которых содержит первичный клинопироксен, а во

второй этот минерал является наложенным, генезис которого определяется неполным удалением расплава при частичном плавлении субстрата.

Проведенные нами исследования в западной и юго-западной части массива позволяют сделать вывод о том, что его внутреннее строение обусловлено наличием относительно слабо нарушенных блоков, сложенных массивными, в меньшей степени серпентинизированными гарцбургитами и лерцолитами (реже дунит-гарцбургитовым комплексом и дунитами) которые "спементированы" зонами интенсивно серпентинизированных пород. Широким распространением в южной и юго-западной частях массива пользуются дайкообразные тела вторичных дунитов значительных размеров (до более чем 1 км по простираннию, при мощности до 60 м), ориентированы они преимущественно в северо-западном направлении.

На сложное и неоднородное строение массива указывает и ориентировка "первой протополосчатости". Ее простирание в центральных участках близко к субширотному с крутыми наклонами к северу и югу, что находится в резком несогласии с пологими лежащими условными границами зон пород различного состава (Павлов, 1973). С приближением к боковым контактам массива полосчатость в некоторых случаях приобретает более или менее согласное с ними залегание.

Исходя из этого, следует отметить, что внутреннее строение массива Южный Крака отличается большей сложностью, чем у описанных выше массивов Северный и Средний Крака. Вероятнее всего это обусловлено целым рядом причин, среди которых можно выделить: более крупные размеры данного массива и, как следствие, более сложную историю формирования его как в процессе непосредственного генезиса в мантийных условиях, так и при выведении на современную поверхность.

Массив Узянский Крака расположен западнее Среднего Крака, в 3-5 км от последнего. Рельеф его, как и на остальных массивах характеризуется значительным расчленением и сильной залесенностью практически всей площади. Он представляет собой небольшое тело размером 5×10 км, длиная ось которого расположена субмеридионально. Внутреннее строение массива характеризуется широким развитием пород гарцбургитового и дунит-гарцбургитового состава. В виде тел неправильной формы с постепенными границами среди них распространены (преимущественно в северной части) клинопироксены содержащие гарцбургиты, отдельные разновидности которых (с содержанием клинопироксена 10 и более процентов) можно отнести к лерцолитам. Какой-либо закономерности в распространении данных образований внутри массива не наблюдается. Массив Узянский Крака, ввиду своих малых размеров и сложной (тектонической в первую очередь) истории формирования характеризуется

большой степенью измененности слагающих его пород. В его пределах относительно широко распространены так называемые "орудиевые дуниты", приуроченные к приразломным зонам субмеридионального простирания, которые представлены интенсивно серпентинизированными дунитами с равномерно распределенной по объему породы вкрапленностью рудных минералов (хромита) в ассоциации со слюдой сложного состава. Слабо выраженные элементы протополосчатости имеют северо-западное простирание при довольно крутом падении на север либо на юг. Дайкообразные тела вторичных дунитов приурочены к центральным частям массива, какие-либо закономерности в их простирании отсутствуют. В южной части массива фиксируются локальные тела (фрагменты зоны?) петрографический состав которых позволяет отнести их к верлитам, оливиновым клинопироксенитам и вебстеритам.

В целом внутреннее строение массива Узянский Крака характеризуется определенной сложностью и отсутствием четко выраженных закономерностей в распространении пород различного состава.

Краткая петрографическая характеристика пород

Как уже отмечалось выше, среди петрографических разновидностей пород, слагающих массивы, нами выделяются: "первичные" дуниты, участвующие в строении полосчатого дунит-гарцбургитового комплекса; гарцбургиты, клинопироксенодержащие гарцбургиты, лерцолиты, дайкообразные тела "вторичных" дунитов, а также верлиты, оливиновые клинопироксениты, клинопироксениты, габбро (и его производные, представленные в различной степени измененными разновидностями), слагающие либо самостоятельные зоны (западная и юго-западная оконечности массива Средний Крака), либо обнаженные фрагментарно, в виде изолированных самостоятельных тел, распространенных в юго-западной оконечности массива Северный Крака.

"Первичные" дуниты, входящие в состав дунит-гарцбургитового комплекса, чаще всего представлены в виде прослоев мощностью от первых см до 100-150 м. Минеральный состав этих пород довольно постоянный. Они содержат оливин (до 100%), ортопироксен (до 7-8%), клинопироксен (редко первые проценты), хромшиелиды (до 3%). Из эпимагматических минералов, кроме широко распространенных минералов группы серпентина, в дунитах встречаются в незначительных количествах

хлорит, иддингсит, тальк, актинолит, магнетит. Очень часто в них фиксируются две генерации оливина.

Оlivин первой генерации образует более крупные зерна размером до 5 мм. Как правило они сильно корродированы и несут следы механических деформаций, проявленных в изгиба кристаллов, наличие облачного угасания и микросдвигов. Очень часто коррозия этих кристаллов происходит в виде замещения оливином с краев ромбического пироксена, придавая им причудливый облик.

Оливин второй генерации более мелкозернистый, никаких признаков деформации кристаллов в нем не наблюдается. Оптические свойства оливинов обеих генераций и их химический состав очень близки (см. табл.1). Содержание фаялитовой составляющей колеблется в среднем и в тех и в других от 5 до 10% без каких-либо четко проявленных закономерностей.

Ортопироксен встречается в дунитах в виде короткопризматических кристаллов размером до 3,5-4 мм, и более мелких от 0,1 до 0,3 мм. Крупные зерна пироксена очень часто корродированы и деформированы. В них наблюдаются структуры распада (ламелли диопсида). В мелких зернах такие особенности отсутствуют, в связи с чем можно говорить о том, что ортопироксен также как и оливин, представлен кристаллами двух генераций. Оптические свойства позволяют отнести их к энстатит-бронзиту, причем крупные кристаллы содержат большее количество энстатитовой составляющей по сравнению с мелкими (второй генерации).

Моноклинные пироксены встречаются довольно редко в виде единичных кристаллов размерами до 0,5 мм либо (очень редко) фиксируются в виде агрегатов из 2-3 зерен. Представлены они диопсидом.

Акцессорный хромшиелид образует чаще всего зерна субдиоморфной и изометричной формы просвечивающие в проходящем свете буровато-красным. Иногда он оказывается пойкилитово включенным в оливин (как правило в кристаллы первой генерации), а иногда наблюдаются обратные взаимоотношения (мелкие зерна оливина включены в кристаллы хромшиелида).

Гарцбургиты и клинопироксенодержащие гарцбургиты. Минералогический состав этих разновидностей пород следующий: оливин – 50-70%, ортопироксен – 10-40%, клинопироксен – до 5-8%, хромшиелид – до 2-3%, единичные зерна парагенита. Из вторичных минералов в этих породах, кроме серпентина, в небольших количествах фиксируются: хлорит, тальк, амфиболы актинолит-тремолитового ряда, магнетит, редко карбонат.

Оlivин, как и в описанных выше дунитах, встречается в этих разновидностях пород в виде кристаллов двух генераций. Olivин первой генерации присутствует в виде выделений размерами до 4 мм, часто деформированный и серпентинизированный с развитием типичных решетчатых структур. Кристаллы второй генерации, входящие в состав основной массы гарцибургитов и их клинопироксенсодержащих разновидностей, образуют более мелкие, субдиоморфные зерна размером 0,1-0,8 мм. Оптические свойства и химический состав кристаллов обеих генераций близки между собой.

Ромбический пироксен также представлен кристаллами двух видов: более крупными (до 5 мм) короткопризматическими, и мелкими (до 0,5 мм) субизометричными. В кристаллах первой генерации, в этих разновидностях пород, наиболее четко проявлены процессы коррозии с образованием по краям зерен мелких кристалликсов оливина (второй генерации). Часто они полностью замещены серпентином с образованием баститовых гомоосевых псевдоморфоз. По оптическим свойствам и химическому составу кристаллы первой генерации соответствуют энstatиту, в то время как в более мелких кристаллических повышается роль броунитовой составляющей.

Клинопироксен, как и описанные выше оливин и ортопироксен, характеризуется наличием двух разновидностей кристаллов: более крупных (до 0,5 мм первой генерации?) и более мелких (до 0,1 мм второй генерации?). Довольно редко более мелкие кристаллы образуют агрегаты из 2-5 зерен и еще реже шлирообразные обособления. Оптические свойства и химический состав позволяют диагностировать данные клинопироксены как: кристаллы первой генерации – диопсид, очень редко хромсодержащий авгит; кристаллы второй генерации являются разновидностями, принадлежащими к диопсид-геденбергитовому ряду переменного состава.

Первичный амфибол (паргасит) встречается в виде бесцветных мелких, единичных зерен которые располагаются между кристаллами основных породообразующих минералов. Первичный характер его определяется довольно уверенно по наличию субдиоморфных кристалликсов размером до 0,3 мм в ассоциации с оливин-ортопироксновым парагенезисом первой генерации.

Аксессорный хромшпинелид представлен кристалликами размером от 0,05 до 1,5 мм. В проходящем свете они, чаще всего, просвечиваются в буро-малиновых тонах. Довольно редко в этих типах пород встречаются ксеноморфные, сильно “трещиноватые” зерна шпинели желтовато-бурые либо зеленовато-бурые окраски. Одной из характерных особенностей гарцибургитов и их клинопироксенсодержащих разновидностей является то, что хромшпинелид в виде субдиоморфных и идиоморфных кристалликсов встречается внутри зерен оливина и ортопироксена первой

генерации, в то время как его ксеноморфные выделения присутствуют в интерстициях основных породообразующих минералов обеих генераций. Выделения зеленовато-бурые шпинели, хотя и также характеризуются определенным ксеноморфизмом, но располагаются в интерстициях минералов первой генерации и несут следы явной корродированности зерен по краям.

Минералогический состав лерцолитов включает в себя: оливин – 30-60%, ортопироксен – 20-40%, клинопироксен – 10-15%, хромшпинелид – до 2-3%, а также единичные кристаллники первичного амфибала, представленного чаще всего паргаситом. Ассоциация вторичных минералов практически полностью идентична таковой, характерной для описанных выше гарцибургитов.

Петрографический состав лерцолитов, форма выделения минеральных индивидуумов, количество генераций минералов и их взаимоотношения между собой, также аналогичны описанным выше породам, за исключением большего количества клинопироксена. Как уже отмечалось выше, моноклинный пироксен в этих разновидностях пород образует либо субдиоморфные, короткопризматические “первичные” кристаллы, либо обладает отчетливо проявленным ксеноморфизмом по отношению к оливину и ромбическому пироксену первой генерации. Во втором случае он иногда наблюдается в виде цепочек кристаллов, небольших шлиров, либо агрегатов неправильной формы. На основании определения оптических характеристик и химического состава можно говорить о том, что субдиоморфные кристаллы клинопироксена относятся к хромсодержащему авгиту и диопсиду, в то время как ксеноморфные выделения представлены кристаллами переменного состава, принадлежащими к диопсид-геденбергитовому ряду. Отсюда можно сделать вывод, что лерцолиты, описываемые в пределах массивов Крака, как чисто петрографические разновидности, вероятнее всего характеризуются различным генезисом, то есть, существуют “первичные” лерцолиты и породы, в которых клинопироксен является вторичным минералом. Данная “клинопироксенизация” может быть обусловлена двумя причинами: либо наложенным процессом диопсидизации субстрата, либо эти образования являются “замороженными” фрагментами раскристаллизованного расплава, возникшего в результате частичного плавления субстрата.

Относительно редко среди лерцолитов фиксируются плагиоклазсодержащие разновидности, которые, как правило, не образуют самостоятельных четко ограниченных горизонтов. Эти разновидности слагают отдельные участки удлиненной формы с нечеткими границами в которых фиксируются шлирообразные обособления и участки неправильной формы с ксеноморфными выделениями плагиоклаза (лабрадор

№ 65-70 – битовнит № 75-80) образующего либо цепочечные выделения, либо мелкие агрегаты из 5-8 зерен. Очень часто они находятся в ассоциации с хромшпинелидами и ортопироксеном.

Дайкообразные тела “вторичных” дунитов относительно широко распространенные в пределах всех массивов Крака, характеризуются довольно постоянным минералогическим составом. Они сложены: оливином – свыше 90%, ортопироксеном – в количестве до 5-8% и акцессорным хромшпинелидом – до 3-5%. К характерным особенностям данных пород следует отнести то, что в них при наличии двух генераций оливина, аналогичных описанным выше в других разновидностях пород, присутствуют довольно редкие кристаллы ортопироксена только первой генерации, процессы коррозии и замещения с краев оливином которых здесь проявлены наиболее четко.

Акцессорный хромшпинелид образует субдиоморфные и идиоморфные кристаллики размеры и степень идиоморфизма которых к аналогичным характеристикам оливина второй генерации. К этим телам очень часто приурочены рудопроявления и месторождения хромитов, детальная характеристика которых будет дана ниже. Контакты данных образований со вмещающими породами довольно разнообразны. В одних случаях они резкие и отчетливые, в других – наблюдаются постепенные переходы, заключающиеся в увеличении количества ортопироксена, появлении его “вторичных”, более мелких кристалликов и редких зерен клинопироксена.

Клинопироксениты, их оливинсодержащие разновидности и верлиты, слагающие полосчатый комплекс, наиболее полно представленный в западной и юго-западной части массива Средний Крака, образуют специфическую серию. Фрагменты этого комплекса, как уже отмечалось выше, фиксируются также в юго-западной и юго-восточной оконечностях массива Северный Крака, а также на массиве Узянский Крака (Савельева, 1987).

В разрезе данного комплекса полосчатые породы оливин-клинопироксенового состава представлены мономинеральными клинопироксенитами, чередующимися с их оливинсодержащими разновидностями (5-10% оливина) и верлитами, содержащими до 30% оливина (см. рис. 1.5). Структурно-текстурные особенности пород очень разнообразны (от массивных равномернозернистых до шлифово-такситовых, «порфировидных», гранобластовых). Мощность отдельных полос колеблется от первых см до первых м; переходы между ними как резкие, так и постепенные. Довольно редко встречаются оливиновые вебстериты. Чередование мелкозернистых и разнозернистых участков наблюдается во всех разновидностях, которые часто содержат небольшую примесь бесцветного амфибола (паргасит).

Оlivий в пироксенитах полосчатого комплекса отличается повышенной железистостью (на 2-3% больше, по сравнению с ультраосновными горизонтами) и пониженным количеством окиси никеля. Клинопироксен представлен железистым диопсидом и авгитом.

Рудный минерал в породах данного комплекса распространен очень неравномерно и представлен хромшпинелидом, магнетитом и его титансодержащими разновидностями. Первый образует субдиоморфные кристаллы, часто вытянутые цепочки кристалликов и мелкие прослои, расположенные субсогласно с полосчатостью пород. Магнетит образует ксеноморфные выделения, которые иногда образуют скопления неправильной формы состоящие из 3-5 зерен.

В этом же районе (западная и юго-западная оконечность массива Средний Крака) фиксируются самостоятельные тела роговообманиковых габбро, которые большинство исследователей относят к породам, образующим единую генетическую ассоциацию с ультраосновными породами массивов Крака. Их неизмененные разновидности сложены авгитом (до 3-8%), коричневой и зеленой роговой обманкой (до 50%), плагиоклазом (до 50%), апатитом, сфером и титаномагнетитом (до 1%), иногда встречаются отдельные зерна кварца. В тектонических зонах непосредственного контакта этих пород с ультрабазитами они превращены в амфиболиты с четко выраженной полосчатой текстурой. В их составе фиксируются реликты клинопироксена, бурая и желто-зеленая роговая обманка, в значительной степени сассюритизированный плагиоклаз (довольно редко), а также сфеен, апатит и реже розовый гранат. В отдельных разновидностях количество граната повышается до 20-30% (реже до 40%). Такие породы, как правило приурочены к тектоническим зонам (см. рис. 1.2).

Метасоматиты широко распространены в западной части полосчатого комплекса, где они располагаются в переслаивании с краевыми дунитами. Их минеральный состав включает в себя полевошпатовую матрицу по которой развиваются агрегаты пренит-гранат-циозитового состава либо актинолит-пренитового. Структура их неравномернозернистая, текстура – шлифово-такситовая. Контакты с краевыми дунитами четкие, в некоторых случаях наблюдаются «заливообразные» взаимоотношения между ними («затекание» метасоматитов в дуниты без эндоконтактовых изменений).

Кроме охарактеризованных выше основных разновидностей пород, слагающих массивы Крака, в них относительно широко распространены дайковые тела пироксенитов, диабазов, габбро-диабазов и метасоматически измененных пород. Как правило все они относятся к более поздней жильной серии, характеристика которой не входит в круг вопросов, рассматриваемых в данной работе.

Оптические константы минералов, слагающих породы массивов Крака

№ п/п	Название ми- нерала	ng	пм	пр	ng-пр	2 v
1	OI 1 генерация	1,686–1,690	—	1,645– 1,650	0,040– 0,041	± 86-88°
2	OI 2 генерации	1,686–1,692	—	1,647– 1,652	0,039– 0,040	± 85-88°
3	Opx 1 генера- ции	1,670–1,675	1,665– 1,670	1,663– 1,667	0,007– 0,008	+75-80°
4	Opx 2 генера- ции	1,675–1,680	1,669– 1,674	1,668– 1,672	0,008	+ 80-85°
5	OI 1 генерации	1,680–1,690	—	1,642– 1,650	0,038– 0,040	± 82-90°
6	OI 2 генерации	1,684–1,692	—	1,652– 1,662	0,030– 0,032	± 80-86°
7	Opx 1 генера- ции	1,670–1,678	1,665– 1,670	1,662– 1,668	0,005– 0,010	+ 75-80°
8	Cpx 1 генера- ции	1,695–1,700	1,673– 1,675	1,665– 1,670	0,030	56-60°
9	Cpx 1 генера- ции	1,703–1,724	1,672– 1,690	1,670– 1,688	0,033– 0,036	58-60°
10	Pl	1,573–1,575	1,568– 1,570	1,566– 1,569	0,006– 0,007	-50-55°

Примечание: №№ 1–4- дуниты; 5–9-гарцбургиты; 10–лерцолит. (OI–оливин. Opx–ортопироксен, Cpx–клинопироксен, Pl–плагиоклаз). Определения выполнены в иммерсионных жидкостях методом фокального экранирования.

Таблица 1.1

Петро-геохимическая характеристика пород

Петро- и геохимическое изучение магматических образований в истории развития отдельных регионов является самостоятельной крупной проблемой, решение которой опирается в первую очередь на точность аналитических методов исследования вещества.

Одним из актуальных и перспективных направлений в изучении ультраосновных пород можно считать разработку представлений об их петро- геохимической типизации на основе структурного и формационного анализа. В этой связи хотелось бы отметить, что на наш взгляд, петрохимическая основа изучения ультрабазитов к настоящему времени является чисто вспомогательным методом, так как по соотношениям основных петрогенных окислов расчленение ультраосновных пород не представляется возможным (с той степенью детальности, которая удовлетворяла бы современным требованиям).

Д.С.Штейнбергом к основным и важнейшим петрохимическим особенностям гипербазитов были отнесены алюминий-кальциевое отношение ($\text{Al}_2\text{O}_3:\text{CaO} = 1,3$ мас.%) и общая железистость (~ 8% FeO), причем первая «константа» рассматривается в качестве универсальной, унаследованной верхней мантией от космического силликатного вещества, которая не зависит от вариаций других параметров. Общая железистость также характерна для всего ряда пород базит-ультрабазитовой формации и является универсальной величиной, имеющей глубокий генетический смысл (Штейнберг, 1988).

По этим параметрам породы слагающие массивы Крака характеризуются следующими значениями:

- для дунитов алюминий-кальциевое отношение колеблется в пределах от 0,28 до 1,94 (среднее по массивам = 0,67), что может служить доказательством их истощенности глиноземистой составляющей. Превышение абсолютного значения этого параметра над приводимым Д.С.Штейнбергом, вероятнее всего обусловлено вторичными постгенетическими процессами;

- гарцбургиты также характеризуются в целом пониженными значениями отношения $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{CaO}$, изменяющимися в пределах от 0,45 до 1,12 (среднее по массивам = 0,81), а для лерцолитов пределы колебаний этого отношения заключаются в рамках 0,83–1,44, из чего видно, что в ряду пород дунит-гарцбургит-лерцолит алюминий-кальциевое отношение повышается от первых к последним характеризуя степень их истощенности.

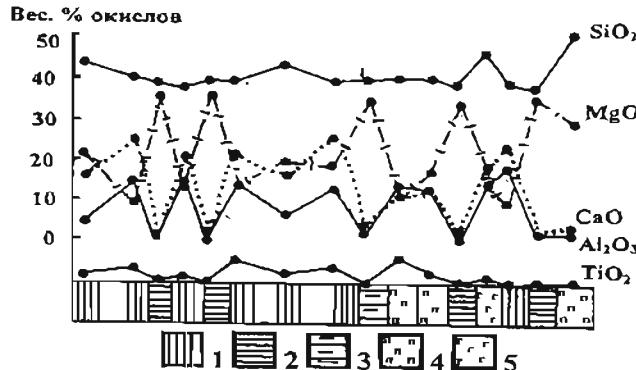


Рис. 1.7 Содержания петрогенных окислов в породах полосчатого комплекса массива Средний Крака. Условные обозначения: 1—метасоматиты; 2—краевые дуниты; 3—породы полосчатого комплекса нерасчлененные; 4—пироксениты; 5—габбро.

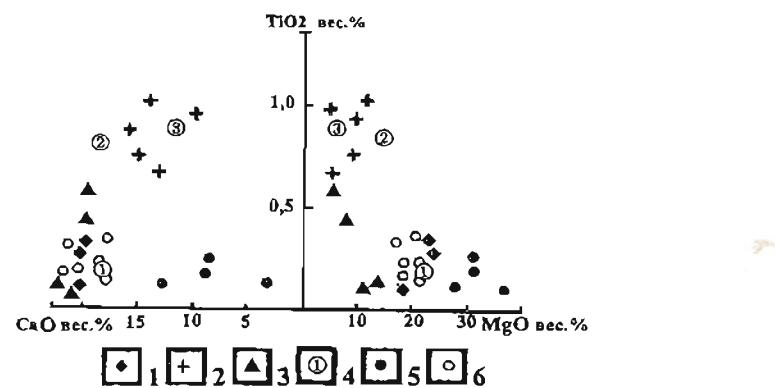


Рис. 1.8 Распределение петрогенных окислов в пироксенитах, габбро и метасоматитах различных гипербазитовых массивов Урала. Условные обозначения: массив Средний Крака (1—пироксениты и оливиновые пироксениты, 2—габбро, 3—метасоматиты); 4—массив Нурали (1—пироксениты и оливиновые пироксениты, 2—амфиболсодержащие пироксениты, 3—габбро); 5—6—дунит-клинопироксенит-габбровые массивы Урала: 5—верлиты, 6—пироксениты и оливиновые пироксениты (по «Магматические ...», 1988)

Общая железистость всех пород массивов Крака также близка к константе, приводимой Д.С.Штейнбергом. В ультрабазитах этот параметр колеблется в пределах 7,90–8,79, что при введении поправки на точность метода позволяет говорить о ее постоянном характере (8,34–8,73 в средних составах по массивам). Некоторый разброс значений наблюдается в существенно пироксеновых породах (клинопироксенитах, верлитах, вебстеритах – 8,79–9,51), что обусловлено их минеральным составом и условиями генезиса.

Особый интерес представляет распределение основных петрогенных окислов в породах, слагающих полосчатую серию массива Средний Крака. На рис. 1.7. изображены их содержания в разрезе, детальное строение которого приведено на рис. 1.3. Как видно из диаграммы (см. рис. 1.7.), «переслаивающиеся» разновидности пород характеризуются следующими особенностями:

- в метасоматитах фиксируется четко выраженное накопление кальция и алюминия (по сравнению с дунитами «переслаивающимися» с ними), причем между количественными соотношениями этих окислов наблюдается прямая зависимость, то есть, большему количеству Al_2O_3 соответствует большее количество CaO . Прямой корреляционной зависимостью с этими окислами связано и содержание TiO_2 в этих разновидностях пород.

В дунитах, по отношению к метасоматитам, наблюдается четко выраженное обогащение магнием и пониженные количества SiO_2 и TiO_2 (причем вариации содержания первого выражены относительно слабо).

В целом же в «переслаивающемся» ряду пород габбро-метасоматит-краевой лунит-пироксенит, такие элементы как Al , Ca и Ti концентрируются в метасоматитах и габброидах. В этих же разновидностях пород фиксируются повышенные значения Na_2O (до 1,85%) и P_2O_5 (до 0,35%), в то время как дуниты характеризуются типичными петрохимическими параметрами (высокой магнезиальностью и пониженными количествами остальных петрогенных элементов).

Таблица 1.2
Средние составы пород, слагающих массивы Крака

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
1	44,14	0,10	0,22	7,02	2,40	0,14	44,63	0,78	0,18	0,06
2	41,50	0,07	1,11	4,55	4,76	0,12	45,31	2,26	0,22	0,09
3	43,89	0,09	3,43	5,10	4,08	0,13	38,64	4,13	0,47	0,06
4	42,76	0,06	3,24	3,05	6,21	0,12	37,97	3,97	2,44	0,15
5	45,49	0,07	0,35	7,71	0,96	8,14	44,39	0,78	0,07	0,06
6	41,99	0,16	1,47	5,56	3,59	0,13	45,17	1,60	0,30	0,05
7	42,50	0,32	2,47	6,78	2,69	0,13	43,03	1,72	0,29	0,06
8	46,44	0,51	6,15	3,84	4,64	0,16	20,72	16,80	0,59	0,14
9	44,17	0,20	2,28	4,84	5,15	0,17	34,18	7,99	1,00	0,06
10	43,49	0,06	0,68	8,04	1,10	0,11	45,73	0,32	0,40	0,07
11	43,68	0,08	2,22	5,88	2,79	0,11	42,95	1,99	0,21	0,08
12	44,41	0,08	0,42	7,60	1,50	0,14	44,96	0,63	0,21	0,06
13	42,39	0,11	1,58	5,32	3,74	0,12	44,53	1,96	0,17	0,08
14	43,18	0,20	2,95	5,94	3,38	0,13	40,82	2,93	0,39	0,06

Примечание: 1–4 – массив Северный Крака (1-дуниты, 2-гарцбургиты, 3-перцолиты, 4-вебстериты); 5–9 – массив Средний Крака (5-дуниты, 6-гарцбургиты, 7-перцолиты, 8-клинопироксениты, 9-верлиты); 10–11 – массив Южный Крака (10-дуниты, 11-гарцбургиты); 12–14 – среднее по массивам Крака (12-дувиты, 13-гарцбургиты, 14-перцолиты). Анализы пересчитаны на безводную основу.

Из анализа петрохимической диаграммы CaO–TiO₂–MgO (рис. 1.8.) видно, что клинопироксениты и их оливинсодержащие разновидности массивов Средний Крака, Нурали и Платиноносного пояса характеризуются близкими значениями этих окислов, образуя на диаграмме четко выраженное локальное поле. К интересным особенностям распределения этих элементов можно отнести то, что амфиболсодержащие пироксениты массива Нурали располагаются в поле габброидов (которое четко обозначается на этих диаграммах), а также то, что метасоматиты массива Средний Крака занимают промежуточное положение между габброидами и клинопироксенитами. В первую очередь данные взаимоотношения обусловлены минеральным составом этих

пород, что в свою очередь является (по нашему мнению) следствием общих процессов их формирования (и/или преобразования).

Значительный объем информации об условиях образования пород, слагающих базит-гипербазитовые комплексы, направленности их эволюции и металлогенической специализации можно получить анализируя распределение в них малых и редких элементов.

В табл. 1.3. приведены средние содержания ряда малых элементов в породах массивов Крака. В целом они близки к таковым, характерным для аналогичных массивов других регионов. Тем не менее, при детальном сопоставлении их количеств и соотношений выявляется определенная специфика, присущая конкретным разновидностям пород, описываемых массивов.

Таблица 1.3
Средние содержания малых элементов (г/т) в породах массивов Крака

№ п/п	Cr	Ni	Co	Cu	Zn	Pb
1(3)	530	2510	103	16	22	3
2(17)	1360	2140	91	20	37	5
3(2)	1410	1810	83	26	52	6
4(1)	1210	1980	96	25	48	6
5(5)	480	2280	93	9	47	5
6(9)	850	1960	97	10	37	8
7(1)	1040	2190	96	7	37	5
8(4)	1170	860	82	10	50	8
9(5)	900	570	66	102	51	5
10(2)	970	910	61	11	62	10
11(19)	800	2120	97	19	34	5
12(7)	1000	2130	90	13	28	8
13(27)	613	2303	98	15	34	4
14(33)	1070	1813	93	14	34	7
15(3)	1225	2000	90	17	45	6
16(3)	1090	1450	79	18	55	8

Примечание: 1–4 – Северный Крака (1-дуниты, 2-гарцбургиты, 3-перцолиты, 4-вебстериты); 5–10 – Средний Крака (5-дуниты, 6-гарцбургиты, 7-перцолиты, 8-верлиты, 9-клинопироксениты, 10-вебстериты); 11–12 – Южный Крака (11-дуниты, 12-гарцбургиты); 13–16 – среднее по массивам (13-дувиты, 14-гарцбургиты, 15-перцолиты, 16-вебстериты). В скобках количество анализов.

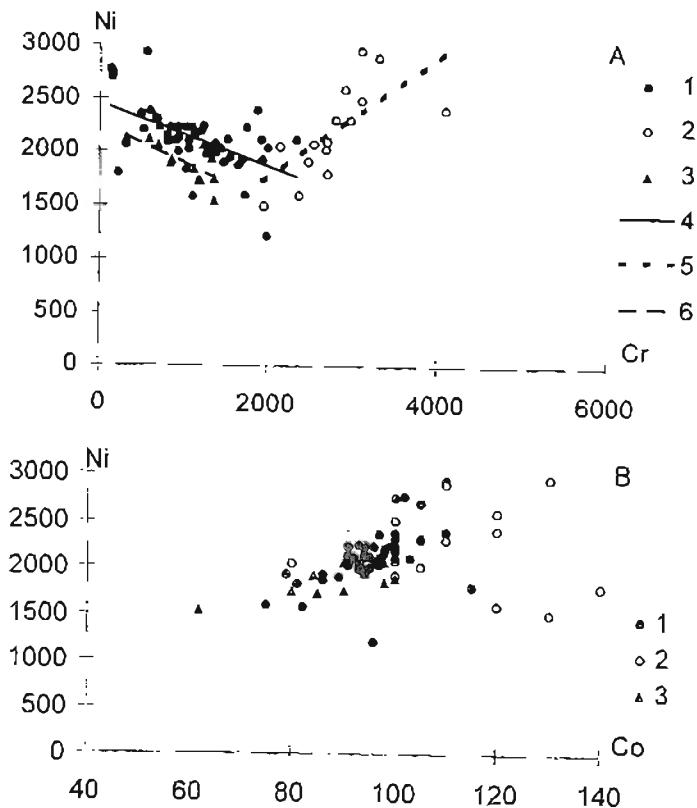


Рис.1.9. Геохимические диаграммы (A – Ni-Cr и B –Ni-Co) для ультраосновных пород массивов Крака и пород оphiолитовых комплексов других регионов мира (в г/т). Условные обозначения: 1–massивы Крака; 2–породы оphiолитовых комплексов других регионов мира нерасчетенные (по Магматические... 1988); 3–massив Нурали; 4–линейный тренд для Кракинских пород; 5–линейный тренд для пород оphiолитовых комплексов; 6–линейный тренд для пород массива Нурали.

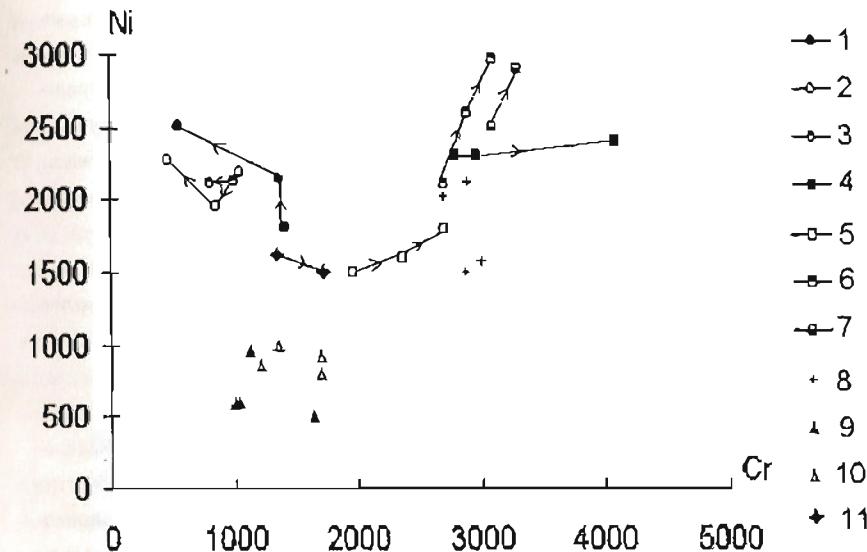


Рис.1.10. Геохимическая диаграмма Ni-Cr для разновидностей пород ряда дунит-гарцбургит-перцолит ультраосновных массивов различных регионов мира. Условные обозначения: 1–massив Северный Крака; 2–massив Средний Крака; 3–massив Южный Крака; 4–Войкаро-Сынинский массив; 5–офиолиты Корякского нагорья; 6–офиолиты Новой Кaledонии; 7–офиолиты комплекса Семейл, Оман; 8–ультрабазиты срединно-океанических хребтов; 9–южноуральские диабаз-пикритовые и пикритовые комплексы; 10–средне- и североуральские пикритовые комплексы; 11–гарцбургитовая формация Урала. (4,8,10 по «Магматические...», 1988; 9 – по С.Г.Ковалеву 1996; 11 – по «Редкие...». 1975). Стрелки показывают изменения содержаний элементов в направлении дунит-гарцбургит-перцолит.

Хром и никель относятся к типоморфным элементам ультрабазитов и их содержания коррелируются с количеством магния и основностью пород. Распределение этих элементов в породах массивов Крака и оphiолитовых комплексах различных регионов мира изображено на рис. 1.9. Из диаграммы Cr-Ni видно, что породы массивов Крака резко отличаются от других комплексов пониженными количествами хрома при близких содержаниях никеля, образуя четко выраженное поле на этой диаграмме. В то же время на диаграмме Ni-Co особых различий в содержаниях этих элементов

между породами массивов Крака и оphiолитов не наблюдается. Вероятнее всего данная ситуация характеризует специфику поведения хрома в процессе образования (либо преобразования) краинских пород, так как с одной стороны генезис минеральных соединений этого элемента присущ ранним стадиям формирования массивов, а с другой – при их последующих преобразованиях он ведет себя «довольно подвижно», свидетельством чему являются хромитовые руды с явными признаками метаморфометасоматического генезиса описанные в различных массивах (Макеев, 1992 и др.).

Особый интерес представляет эта же диаграмма Cr–Ni (рис. 1.10.) на которую нанесены изменения количеств этих элементов в рядах пород дунит–гарцбургит–перцолит, характеризующие «степень их источенности», а также их содержания в гипербазитовых комплексах различной формационной принадлежности.

Анализ этой диаграммы приводит к парадоксальным (на первый взгляд) явлениям. Если в типичных оphiолитовых комплексах (Корякское нагорье, Новая Каледония, Семейл, Войкаро–Сынгинский) мы видим как в рядах пород дунит–гарцбургит–перцолит происходит накопление хрома и никеля в наиболее источенных разновидностях (дунитах и гарцбургитах), то краинские породы, при аналогичном поведении никеля, характеризуются уменьшением количества хрома в направлении от перцолитов к дунитам. Причем содержания этих элементов в породах срединно–океанических хребтов располагаются в непосредственной близости (на диаграмме) от содержаний присущих оphiолитам и абсолютно не коррелируются с количеством хрома и никеля в породах массивов Крака. В то же время общие тренды и тех и других имеют своим началом относительно локальную область, заключенную между содержаниями Cr–1500–2000 г/т и Ni–1000–2000 г/т. К этой же области приурочены точки содержаний Cr и Ni в диабаз–пикритовых и пикритовых интрузиях Южного Урала, причем они оказываются комплементарными как краинскому, так и «оphiолитовому» трендам. Если исходить из того, что расплавы сформировавшие диабаз–пикритовые и пикритовые комплексы являются непосредственными выплавками из мантии (Ковалев, 1996), то можно с большой долей уверенности говорить о том, что эта область характеризует примитивное мантийное вещество, плавление которого дало все разнообразие содержаний Cr и Ni в ультраосновных породах, а их различное поведение в петрогенетических процессах определялось эволюцией вещества в конкретных геодинамических обстановках.

Еще одним интересным моментом является то, что содержания хрома и никеля в породах Нуральского массива, расположенного в другой структурно-

информационной зоне (Главный Уральский разлом) этого же региона, полностью аналогично распределению этих элементов в массивах Крака.

Подводя итог анализу распределения этих элементов в ультраосновных породах, следует отметить, что поведение хрома в процессе становления южноуральских массивов (Краинских и Нуральского, в частности) и типичных оphiолитовых комплексов резко различно. Вероятнее всего это обусловлено особенностями петрогенетических процессов, которые реализовывались в различных геодинамических обстановках. В частности, что касается «аномального» поведения хрома в краинских породах, одним из возможных объяснений этой «аномальности» может служить то, что большая часть этого элемента в результате сложных процессов образования и преобразования пород в специфических мантийно–коровых условиях оказалась сконцентрирована в рудных объектах, которых здесь (только известных!!) насчитывается свыше двухсот.

Геохимический облик пироксенитов, габброидов и метасоматитов, участвующих в сложении массивов Крака, в целом близок к аналогичным породам оphiолитовых комплексов. Содержания в них отдельных элементов колеблются в пределах: пироксениты: Cr-640–1860; Ni-240–2160; Co-11–95; Cu-5–180; Zn-33–76; Sr-8–27; Zr-50–70, габброиды: Cr-25–420; Ni-25–320; Co-22–69; Cu-10–97; Zn-50–88; Sr-145–955; Zr-80–130, метасоматиты: Cr-50–740; Ni-50–96; Co-13–62; Cu-28–63; Zn-40–330 (г/т). Обращает на себя внимание лишь несколько повышенное количество циркония в габброидах и нетипично высокие его содержания в краевых дунитах (до 65–85 г/т).

Анализ содержаний редкоземельных элементов в породах массивов Крака (табл. 1.4) показывает, что гарцбургиты и дуниты обединены всей группой РЗЭ и суммой TR по сравнению с их содержаниями в среднем перцолите, в то время как в метасоматитах, при обедненности лантаном и близких содержаниях остальной группы легких РЗЭ, фиксируется значительное обогащение тяжелыми лантаноидами. В связи с этим хотелось бы отметить, что если пониженные значения легких РЗЭ в ультраосновных породах можно объяснить их потерями при выплавлении легкоплавких компонентов в процессе источения первичного субстрата, то довольно низкие содержания РЗЭ (по сравнению со средними значениями для основных пород) в апогаббровых метасоматитах вероятнее всего обусловлены процессами их вторичной переработки.

Таблица 1.4
Содержания редкоземельных элементов в породах массивов Крака (ppm)

Элемент	Cp-96-30	M-97-1	M-97-8	X-25/6	Лерцолит
La	<0,5	<0,5	<0,5	0,7	1,05
Ce	0,7	<0,7	<0,7	2,7	2,4
Pr	<0,4	<0,4	<0,4	2,4	0,4
Nd	1,0	0,5	0,8	3,0	2,0
Sm	<0,5	<0,5	<0,5	1,0	0,53
Eu	<0,1	<0,1	<0,1	0,2	0,2
Gd	<0,3	<0,3	<0,3	0,7	0,76
Tb	<0,3	<0,3	<0,3	0,4	0,13
Dy	<0,3	<0,3	<0,3	1,1	1,0
Ho	0,1	0,2	0,2	1,1	0,20
Er	<0,8	<0,8	<0,8	2,7	0,68
Tu	0,3	0,2	0,1	0,5	0,1
Yb	<0,1	<0,1	<0,1	1,0	0,68
Lu	<0,1	4,0	<0,1	2,0	0,1
Y	<0,2	<0,2	<0,2	12,0	6,0
TR	2,1	4,9	1,1	31,5	8,0
Sr	2,0	2,0	2,0	102,0	-
Ta	<0,1	<0,1	<0,1	1,3	-
Tb	1,0	1,0	<1,0	1,0	-

Примечание: № № Cp-96-30, M-97-1—гариббургиты; M-97-8—«вторичный» дунит; X-25/6—метасоматит; лерцолит—среднее по Ю.А.Балашову, 1976. Определения выполнены в ACME ANALYTICAL LABORATORIES LTD, VANCOUVER (Канада).

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ХРОМИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МАССИВОВ КРАКА

Типы хромитового оруденения

Поисковые работы на хромиты, проводимые с 30-х годов нашего столетия в пределах гипербазитовых массивов Крака в основном геологами «Башгеолпреста» (в последующем ПГО «Башкиргеология») И.И.Споровым, С.Ф.Тиховидовым, П.Г.Фарафонтьевым, А.В.Ключихиным, В.В.Радченко и многими другими, позволили не только открыть большинство из известных на сегодняшний день месторождений и проявлений хромитов, но и классифицировать их по принадлежности к различным типам пород, а именно: 1) приуроченные к серпентинитам краевой зоны (месторождение Шигаево-1); 2) синтетические вмещающим перidotитам (месторождение № 25); 3) связанные с дунитовыми телами (месторождения № 33, им.Менжинского и др.).

Проведенные нами исследования позволили несколько дополнить и уточнить эту классификацию. Мы выделяем месторождения и проявления приуроченные к: 1) перidotитам («синтетические», месторождение № 25); 2) дунит-тарцбургитовому комплексу (месторождение Большой Башарт); 3) телам «вторичных» дунитов (месторождения № 33, им.Менжинского и др.); 4) полосчатому комплексу (месторождение Ак-Бура и др.), причем типы 1) и 2) чрезвычайно редки и представлены по сути дела единичными объектами. Необходимость такой классификации рудных объектов обусловлена новыми данными, полученными в процессе изучения месторождений и проявлений хромитов в пределах массивов Крака, что будет видно из материалов приведенных ниже. При описании месторождений кроме оригинальных авторских материалов используются данные полученные ранее С.Ф.Тиховидовым, П.Г.Фарафонтьевым, И.С.Бурдюговым, А.В.Ключихиным, В.В.Радченко и многими другими.

Месторождение № 25 расположено в восточной части массива Средний Крака и представлено главным рудным телом жилообразной формы протяженностью свыше 15 м при мощности от 0,55 до 1,2 м. Простижение его близко к меридиональному изменяясь с северо-восточного на юге на северо-западное к середине тела. Паде-

кое крутое на запад. В южной части месторождения зафиксированы еще два небольших (до 2,5 м длиной) тела, которые по простиранию очень быстро выпиниваются.

Рудовмещающими породами служат перидотиты и их серпентинизированные разности, основная масса которых сложена мелкими (0,03-0,3 мм) кристалликами оливина. Кроме этого встречаются более крупные (до 1,5-2 мм) зерна оливина (другой генерации?) разбитые мелкими трещинками. Кристаллы ортопироксена относительно равномерно распространены в породе. Они представлены зернами таблитчатой формы с размерами до 1,5-2 мм в количестве до 10-15%. Очень часто ортопироксен изменен с образованием баститовых псевдоморфоз. В некоторых случаях наблюдается «перититовое» прорастание кристаллов ортопироксена клинопироксеном (структуры распада?). В виде самостоятельных выделений в рудовмещающих породах клинопироксен не зафиксирован. Изредка встречаются буровато-желтые, часто ксеноморфные выделения шпинели.

Главное рудное тело имеет постепенные контакты с вмещающими его перидотитами, лишь кое-где заходя незначительными языками в последние. В двух южных телах также наблюдается постепенное обеднение вкрашенных руд в направлении от центра к контактам.

Преобладающими типами руд месторождения являются крупно-неравномернозернистые густовкрашенные разновидности, среди которых (довольно редко) встречаются участки с нодулярными текстурами. В северной части месторождения среди руд встречаются шлирообразные обособления (мощностью до 10-12 см) нацело серпентинизированных перидотитов. Густовкрашенные руды состоят из субдиоморфного и идиоморфного хромита размерами от 1,5 до 2,5 мм, который в проходящем свете просвечивает малиново-красным. Цемент представлен агрегатом оливина, серпентина, хромового хлорита и (очень редко) псевдоморфозами по ортопироксenu. Мелкие зерна оливита в большинстве случаев составляют от 10 до 25% (редко до 70%) объема цемента (по площади шлифов).

Месторождение Большой Башарт относимое нами к объектам, приуроченным к дунит-гарцбургитовому комплексу, расположено на левом берегу руч. Б.Башарт и известно с 80-х годов прошлого столетия. Оруденение приурочено к нижней половине дунитового тела, расположенного среди перидотитов в «переслаивании» с последними. Само дунитовое тело вытянуто в северо-западном направлении на расстояние до 250 м при ширине до 100 м. Угол падения его изменяется от 5-10° (в северо-западном участке) до 22° к юго-западу от основной выработки. Северо-западная часть дунитового тела совместно с рудным горизонтом смешена по линии сброса (мощность зоны дробления составляет около 8 м) на 15-20 м при элементах залегания составляющих: азимут простирания от СЗ 350° до СВ 15°; азимут падения = 235-260°, угол - 45-55°. Главное оруденение приурочено к верхней и нижней части дунитового гори-

зонта (рис. 2.1). В рудоносных дунитах наблюдаются субсогласные и секущие прожилки и «обособления» (рудные горизонты) сложенные в большинстве случаев масивными и густовкрашенными хромитовыми рудами. Мощность их колеблется от первых см до 1 м (сплошные руды), а вкрашенные руды образуют (субсогласные с «псевдослоями» дунитов) зоны мощностью до 1,5-2 м. Интересные взаимоотношения между рудами и вмещающими дунитами на этом месторождении были описаны Н.В.Павловым и И.И.Григорьевой-Чупрыниной (Павлов, Григорьева-Чупрынина, 1973). В частности они утверждают, что «... там, где руды пересекают перидотиты, образуется оторочка дунитов мощностью до 10-15 см. Там, где эти руды секут рудовмещающие дуниты, они перекристаллизовываются до крупно- и грубозернистых разностей. Следовательно, воздействие рудного расплава выразилось в виде процесса оливинитизации и исчезновения ромбического пироксена в гарцбургитах.» (Павлов, Григорьева-Чупрынина, 1973, стр. 192). Эти важные на наш взгляд наблюдения будут объяснены ниже, при описании механизма образования тел «вторичных» дунитов и связанного с ними хромитового оруденения.

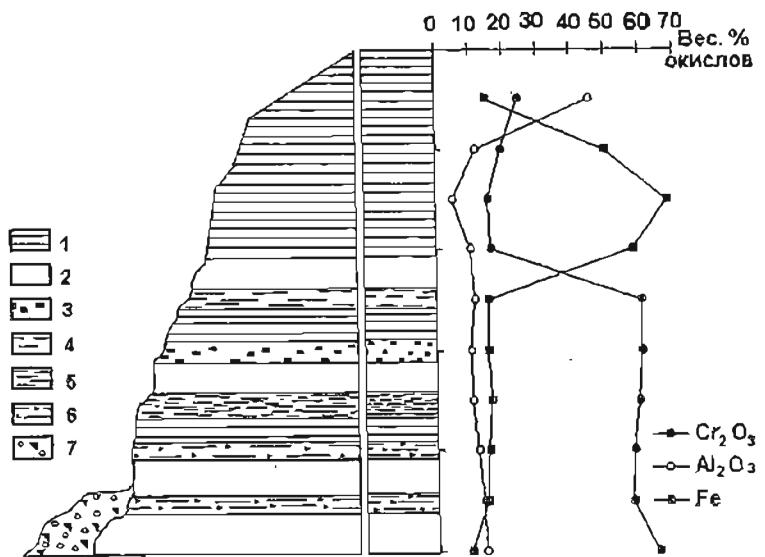


Рис. 2.1 Схематическое строение месторождения Большой Башарт и распределение окислов в хромитпинелидах по разрезу тела. Условные обозначения: 1-гарцбургиты; 2-рудовмещающие дуниты; 3-6-хромитовые руды (3-нодулярные, 4-вкрашенные, 5-густовкрашенные, 6-рудные брекчии); 7-отвалы.

Таблица 2.1

Составы хромшпинелидов месторождения Большой Башарт

№ обр.	Б-3	Б-4	Б-5	Б-6	Б-7	Б-8	Б-9	Б-15	Б-16	Б-18
MnO	-	1,54	1,20	1,62	0,37	0,46	-	0,42	-	-
MgO	15,07	17,91	10,23	13,58	12,71	13,75	13,95	14,12	14,22	11,35
FeO	14,76	4,20	15,37	10,51	14,06	12,12	12,34	11,93	12,44	2,37
Fe ₂ O ₃	-	45,52	52,48	47,59	1,13	3,30	3,62	3,39	1,94	7,33
Cr ₂ O ₃	24,5	19,23	15,12	16,05	60,17	60,41	59,39	58,00	57,46	64,95
Al ₂ O ₃	45,47	11,50	4,94	10,16	11,26	9,96	10,49	12,14	13,57	14,0
TiO ₂	0,2	0,10	-	0,51	0,30	-	0,21	-	0,37	-
Σ	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Примечание: №№ Б-3–Б-6 – гарцбургиты; Б-7–вкрапленная хромитовая руда; Б-8–хромитовая руда нодулярной текстуры; Б-9–густовкрапленная хромитовая руда; Б-15–Б-16 –рудные брекчи; Б-18–рудовмещающие дуниты.

Месторождение № 33 расположено в восточной части массива Средний Крака (севернее месторождения № 25) и представлено рудным телом жилообразной формы, простирающимся на 40 м при мощности от 1,2 до 2 м. Рудовмещающими породами служат зеленовато-серые аподунитовые серпентиниты, в плане субсогласно окружающие рудное тело (рис. 2.2) общкой мощностью до 5 м.

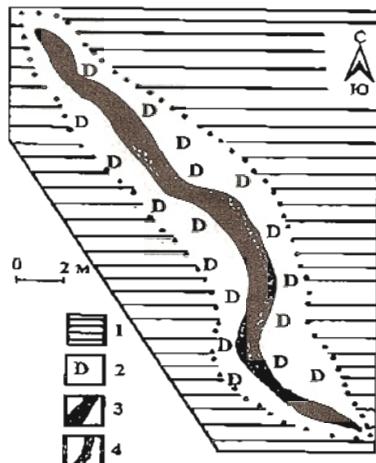


Рис. 2.2 Геологическая схема строения месторождение № 33. Условные обозначения: 1–гарцбургиты; 2–рудовмещающие «вторичные» дуниты; 3–сплошные хромитовые руды; 4–густовкрапленные хромитовые руды.

Вмещающие породы представлены перидотитами и гарцбургитами с неясно выраженной границей между ними. Главной составной частью их является оливин, как правило, двух генераций, крупные кристаллы которо-

го разбиты сетью трещин, а мелкие выполняют «интерстициальное» пространство.

Ортопироксен представлен крупными выделениями часто превращенным в гомоосевые баститовые псевдоморфозы. Вблизи контакта перидотитов с рудовмещающими аподунитовыми серпентинитами происходит его замещение с краев оливином, придавая им причудливый облик (рис. 2.3, А, В). Аналогичные взаимоотношения между этими двумя минералами были ранее описаны С.В.Москалевой (1974).

Кристаллы клинопироксена довольно неравномерно распределены в окружающих породах (от 10-15% до 1-2%). По оптическим свойствам они соответствуют автиту переменного состава. В этих же породах относительно часто фиксируются ксеноморфные выделения шпинели, светлой, буровато-желтой окраски с непросвечивающими участками и каемками. Значительно реже в них встречаются зерна хромита, большей частью также непросвечивающие.

Контакт окружающих перидотитов с рудовмещающими аподунитовыми серпентинитами имеет разнообразный характер: в одних случаях окружающие перидотиты на цело серпентинизированы и превращены в смятые пестрые серпентиниты с редкими зернами корродированного бастита по ортопироксену; в других – он имеет довольно отчетливый и «резкий» характер.

Руды месторождения подразделяются на массивные и вкрапленные, причем последние имеют подчиненное значение и обычно слагают периферическую часть тела. Макроскопически они плотные с редкими изолированными включениями нерудных минералов: серпентина и хромового хлорита.

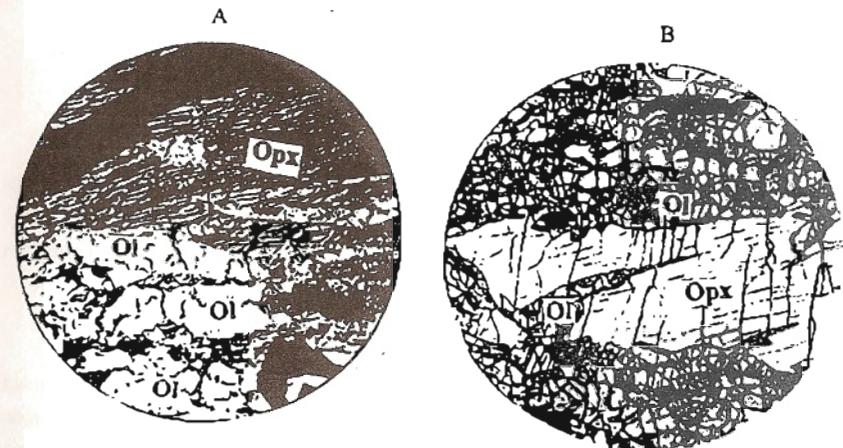


Рис. 2.3 Взаимоотношения между вторичным оливином и ортопироксеном. Увеличение ×72, николи скрещены, (рис. В, взят из работы С.В.Москалевой, 1974).

Месторождение им. Менжинского расположено в западной части массива Южный Крака представляет собой дунитовое тело «жилообразной» формы мощностью от 35 до 60 м, простирающееся на расстояние свыше 1 км, к которому приурочено несколько параллельных жилообразных хромитовых тел, расположенных согласно с элементами залегания рудовмещающих дунитов (рис. 2.4).

Рудовмещающие дуниты представлены плотными мелкозернистыми темно-зелеными породами с желтовато-буроватой коркой. Микроскопически они состоят из субдиоморфных зерен оливина двух генераций: кристаллы первой генерации представлены крупными (до 2-4 мм), редкими, порфировидными выделениями; зерна оливина второй генерации слагают основную массу породы, отдельные индивиды которого представляют собой мелкие (от 0,1 до 0,8 мм) субдиоморфные кристаллы ($2V=+82-84^\circ$; $Ng-Np=0,027-0,030$). Хромит присутствует в дунитах в виде редких неправильной формы (реже идиоморфных) обособлений, буро-красноватого цвета, состава: $MnO-0,4-0,54$; $MgO-10,72-14,02$; $FeO-11,92-16,77$; $Fe_2O_3-4,05-5,04$; $Cr_2O_3-57,07-57,10$; $Al_2O_3-11,29-11,62$; $TiO_2-0,2-0,26$; вес. %. Измененные непросвечивающие участки в них наблюдаются сравнительно редко.

Перидотиты, вмещающие дунитовое тело, представлены гарцибургитами и лерцолитами. Типичными минералами для них являются: оливин (50-70%), ортопироксен (20-30%), клинопироксен (0-15%), а также серпентин, хлорит, хромшпинелид, магнетит.

Оливин образует относительно крупные выделения (до 4 мм), в целом полностью аналогичные кристаллам первой генерации рудовмещающих дунитов. Ортопироксен представлен также крупными, удлиненными бесцветными зернами, часто с неправильными «бухтообразными» очертаниями, огра ниченными кристалликами оливина. Состав его соответствует энстатит-бронзиту с переменным количеством магнезиально-железистой составляющей ($2V=80-88^\circ$, $Ng-Np=0,010$). Клинопироксен встречается в более мелких ксеноморфных выделениях ($2V=+60-66^\circ$; $Ng-Np=0,021$, $C:Ng=54^\circ$, что соответствует авгиту; и $2V=+54^\circ$, $C:Ng=44-48^\circ$ – что характерно для диопсида).

Для лерцолитов и гарцибургитов своеобразной особенностью является наличие зерен хромшпинелида с желто-коричневой окраской, иногда с золотистым оттенком. В дунитах такая хромшпинель отсутствует. Ее зерна имеют червеобразные «лапчатые» очертания, а внутри часто фиксируются пойкилитовые кристаллы оливина. Иногда такие хромшпинелиды плотно окружают кристаллы ортопироксена. В них чрезвычайно редко наблюдаются черные непрозрачные полоски и каемки. По составу она близка к алюмохромиту ($MgO-13,48-16,73$; $FeO-9,34-12,82$; $Cr_2O_3-24,51-26,30$; $Al_2O_3-44,87-47,63$, вес. %).

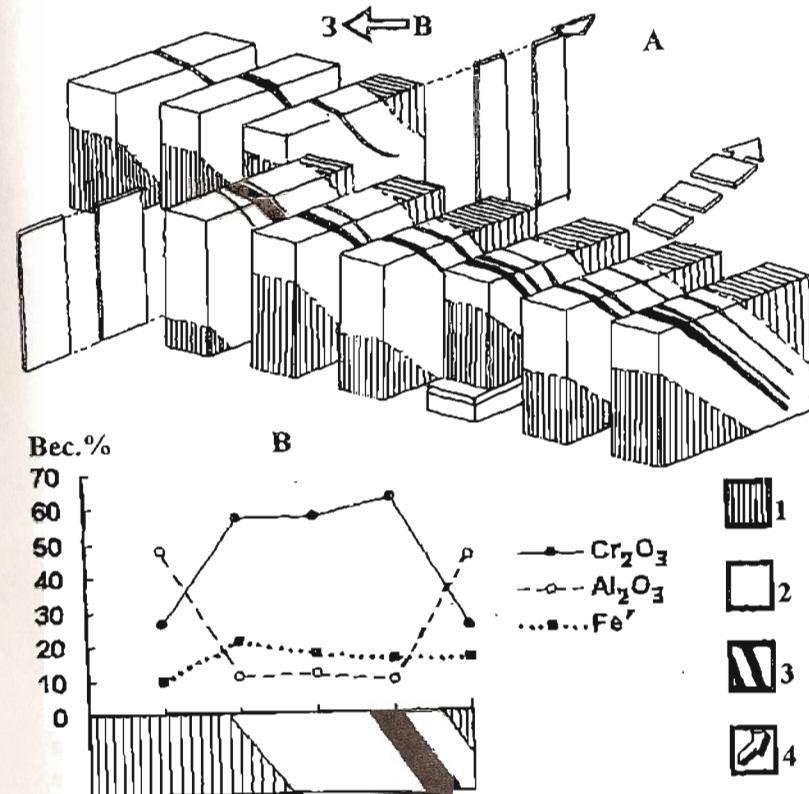


Рис. 2.4 Блок-диаграмма геологического строения месторождения им. Менжинского (А) и содержания окислов в хромшпинелидах по разрезу тела (В). Условные обозначения: 1 – гарцибургиты; 2 – «вторичные» дуниты; 3 – хромитовые тела; 4 – направления тектонических смещений.

Руды месторождения представлены массивными, густовкрапленными и вкрапленными разновидностями. Массивные разновидности образуют агрегат сросшихся зерен хромита, центральные части которых (в большинстве зерен) просвечивают матово-красным и имеют состав: $MgO-13,48$; $FeO-12,82$; $Fe_2O_3-2,15$; $Cr_2O_3-62,52$; $Al_2O_3-8,82$; $TiO_2-0,21$, вес. %. Практически все кристаллы хромита окружены каймами (либо участки неправильной формы, пронизывающие кристаллы) почти черного не-

просвечивающего хромита. Аналогичные образования распространены и по трещинам в отдельных выделениях.

Таблица 2.2
Составы хромшпинелидов месторождения им. Менжинского

№ обр.	M-5	M-7	M-8	M-12	M-17
MnO	-	0,54	0,40	-	0,32
MgO	16,73	10,72	14,02	13,48	15,08
FeO	9,34	16,77	11,92	12,82	15,22
Fe ₂ O ₃	-	4,05	5,04	2,15	-
Cr ₂ O ₃	26,30	57,10	57,07	62,52	24,51
Al ₂ O ₃	47,63	10,62	11,29	8,82	44,87
TiO ₂	-	0,20	0,26	0,21	-
Σ	100	100	100	100	100

Примечание: M-5-гарцбургит; M-7-M-8 – рудовмещающие дуниты; M-12-вкрапленные хромитовые руды; M-17-гарцбургит.

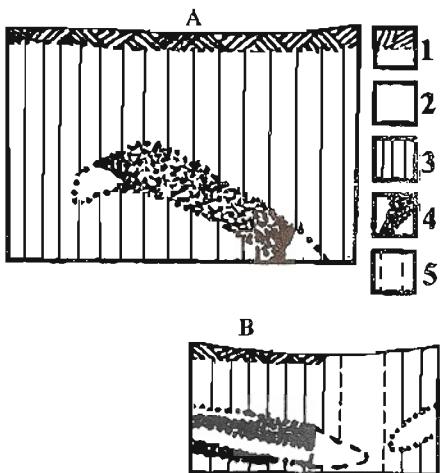


Рис. 2.5 Взаимоотношения между телами «вторичных» дунитов с хромитовым оруднением и вмещающими гарцбургитами на месторождении Ашкарка-1 (A-северо-западная стенка канавы № 7; B-южная стенка канавы № 5). Условные обозначения: 1-почвенно-растительный слой; 2-«вторичные» дуниты; 3-гарцбургиты; 4-хромиты; 5-границы выработки

Контакт между рудовмещающими дунитами и окружающими перидотитами в целом четкий, но в северо-западном участке, в лежачем боку дунитового тела он характеризуется наличием прослоев перидотитов. Мощность их изменяется от 0,5 до 1 м, а по простирианию они быстро выклиниваются. На более глубоких горизонтах количество таких образований увеличивается, при уменьшении мощности дунитового тела. Переходы между ними постепенные, размытые и с трудом выделяются.

Интересные взаимоотношения между телами «вторичных» дунитов с хромитовым оруднением и вмещающими их перидотитами зафиксированы нами и на других объектах (см. рис. 2.5), где видно как в одних случаях дуниты приурочены к апикальным частям жил, а ассоциирующиеся с ними хромиты непосредственно контактируют с вмещающими перидотитами (рис. 2.5, А). В других случаях жильное тело представляет собой «слоеный» агрегат (рис. 2.5, В) и с вмещающими породами контактируют как руды, так и дуниты. Все это (наряду с изложенным выше) приводят к мысли о том, что хромиты и «вторичные» дуниты образуют генетически единую рудно-силикатную систему, сформированную *in situ*, а первичным субстратом для ее формирования являются окружающие породы.

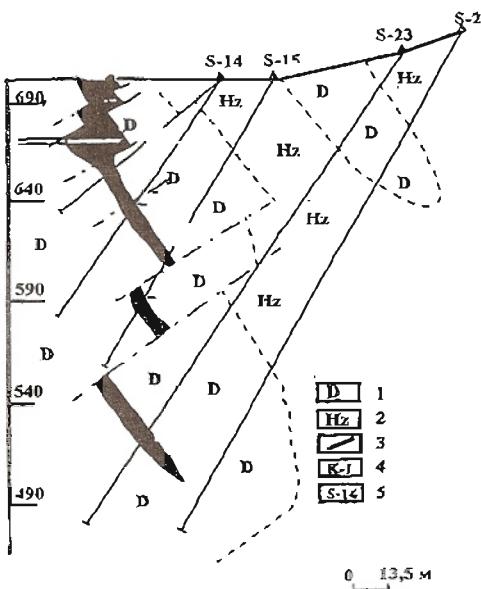


Рис. 2.6 Строение рудного тела месторождений Лешница. Условные обозначения: 1-дуниты; 2-гарцбургиты; 3-хромиты; 4-канавы; 5-буровые скважины.(по А.Д.Генкину и Т.Л.Епистигнеевой, 1992).

Аналогичные образования (имеются в виду тела «вторичных» дунитов и связанное с ними оруднение) не являются специфическими, присущими только массивам Крака. В частности, в Восточном офиолитовом поясе Албании (массив Кукси) расположено одно из крупных месторождений хромитовых руд – «Лешница», которое, как видно из рис. 2.6, приурочено к телу «вторичных» дунитов. Этот массив ха-

рактеризуется наиболее полным разрезом, представленным (снизу вверх): гарцбургитами, гарцбургит-дунитами, массивными дунитами, лерцолит-верлит-пироксенитами, расслоенными габброидами, дайковым комплексом и вулканическими породами (Генкин, Евстигнеева. 1992).

Месторождение Ак-Бура расположено в пределах южной оконечности развития полосчатого комплекса массива Средний Крака. Зона оруденения представлена одним (в центральной части несколькими) жилообразным телом массивных хромитовых руд с прожилками и шлирами серпентинитов (рис. 2.7). Основное рудное тело имеет протяженность на глубину до 15-20 м. Падение его в верхних горизонтах крутое, в некоторых разрезах до вертикального. В нижних горизонтах, иногда наблюдается его резкое выполаживание. Мощность рудного горизонта колеблется от 0,16 до 1 м. В южной части месторождения мощность зоны оруденения, представленной вкрапленными рудами, увеличивается до 15 м.

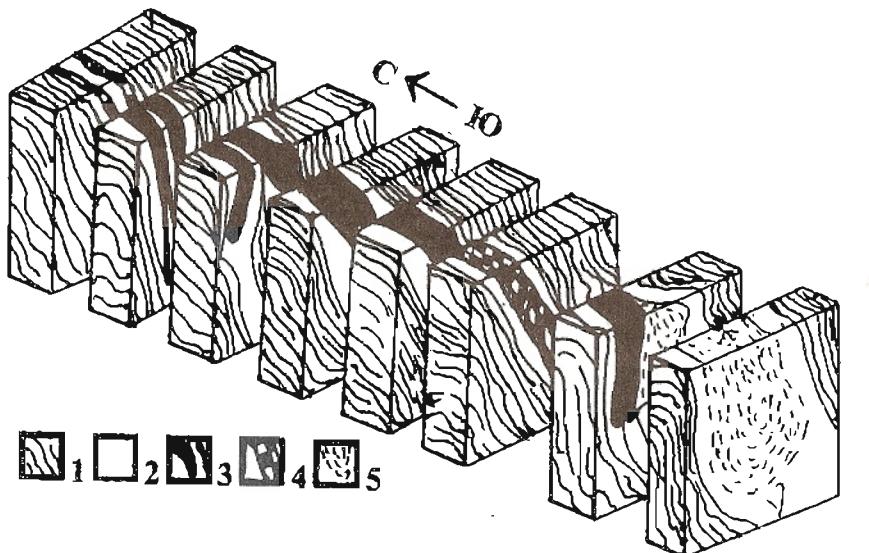


Рис. 2.7 Блок-диаграмма месторождения Ак-Бура. Условные обозначения: 1—вмещающие породы полосчатого комплекса; 2—дуниты; 3—5—разновидности хромитовых руд (3—массивные, 4—густовкрашенные, 5—вкрапленные).

Вмещающими породами для рудного горизонта служит «прослой» краевых дунитов, залегающий среди полосчатого комплекса, представленного в этой части разреза переслаиванием оливинсодержащих клинопироксенитов, верлитов, краевых дунитов и (редко) апогаббровых метасоматитов. Рудные тела окружены серпентинитовой оторочкой, сменяющейся (в направлении от контактов) в различной степени серпентинизированными разновидностями краевых дунитов и пород полосчатого комплекса. Оторочка состоит из пластинок и «брюсков» антигорита, реже тонковолокнистого хризотила, заполняющего мелкие трещинки.

Руды месторождения подразделяются на массивные, густовкрашенные и вкрапленные разновидности. Массивные руды являются преобладающими среди других типов. Они представлены плотными мелкозернистыми разностями с участками густовкрашенных типов. В их контакте очень часто наблюдаются карбонатные прожилки мощностью до 20 см. В проходящем свете они состоят из отдельных субдиоморфных зерен хромшпинелида черного цвета, очень редко просвечивающего малиново-красным цветом.

Густовкрашенные разновидности пользуются незначительным распространением. Участки представленные этим типом руд распространены среди других разновидностей без резких переходов. В их сложении участвуют идиоморфные и субдиоморфные зерна хромита черного цвета, распределенные без каких-либо закономерностей в объеме породы. Основную массу цемента составляет серпентин (антигорит) в виде пластинок, которые расположены внутри петель хризотила.

Бедно вкрапленные руды распространены в южной части месторождения. Площадь их распространения (как уже указывалось выше) составляет зону шириной до 10-15 м. Оруденелые породы представляют собой серпентиниты с редкой (10-15%) вкрапленностью мелких зерен хромита. Контакты их со вмещающими породами постепенные и выражены очень нечетко.

Месторождение Бабай расположено на крайнем западе полосы развития краевых дунитов и представлено жилообразным скоплением сплошных хромитовых руд мощностью до 2 м с относительно четкими границами. Отдельные скопления неправильной формы и густовкрашенные шлиры фиксируются и на удалении от основного тела. В целом, месторождение имеет губоизометричную форму без какого-либо четкого проявленного направления простирания оруденения.

Месторождения Северо-Хамитовское, Хамитовское и проявление Саранг-евское приурочены к полосе развития клинопироксенитов и их оливинсодержащих разновидностей с прослойями в различной степени измененных габброидов и апогаббровых метасоматитов. Второе из месторождений характеризуется наличием двух рудных тел, расположенных субсогласно полосчатости вмещающих пород и пред-

ставлено хромитовыми рудами (от сплошных до вкрапленных) мощностью до 1 м. Прослежены они по простиранию (с С3 на ЮВ) на 20-30 м.

Таблица 2.3
Составы хромшпинелидов из месторождений и проявлений расположенных в полосчатом комплексе массива Средний Крака

№ обр.	MnO	MgO	FeO	Fe ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Σ
9	-	10,07	18,36	5,40	54,77	11,20	0,20	100
12	-	12,35	17,33	4,43	39,20	26,69	-	100
19	0,43	9,34	21,81	6,16	33,23	28,71	0,32	100
20	-	11,81	16,67	5,83	48,04	17,39	0,26	100
23	0,40	7,57	21,73	15,25	41,61	13,19	0,25	100
24	-	15,12	14,38	1,38	34,52	34,64	-	100
25	-	11,15	16,72	3,72	57,06	11,10	0,25	100
26	0,33	12,70	14,72	6,60	49,65	15,84	0,16	100
29	-	9,06	20,91	8,03	44,13	17,66	0,21	100
32	-	13,25	13,24	3,18	60,98	9,35	-	100
36	0,63	11,52	15,37	5,70	54,91	11,60	0,36	100
37	0,58	10,89	16,74	5,08	56,64	9,97	0,10	100
43	-	15,79	17,56	3,69	38,40	24,56	-	100
45	-	16,82	10,90	4,15	38,58	29,55	-	100
46	0,45	14,83	13,42	2,80	39,52	28,70	0,28	100

Примечание: №№ 9-12-месторождение Бабай (9-красные дуниты; 12-полосчатый комплекс); №№ 19-26-месторождение Хамитовское (19-дуниты; 20-25-полосчатый комплекс с рудными прожилками; 26-вкрапленные хромитовые руды); №№ 29-32- месторождение Правый Саксей (29-рудовмещающие дуниты; 32-полосчатые вкрапленные руды); №№ 36-37-месторождение Левый Саксей (36-рудные прожилки во вмещающих дунитах; 37-вкрапленные, подулярные руды); №№ 43-46-рудопроявление Сарангаевское (43-измененные рудовмещающие дуниты; 45-густовкрапленные хромитовые руды; 46-массивные хромитовые руды).

Сарангаевское проявление вскрыто несколькими канавами в которых зафиксировано жилообразное тело густовкрапленных и вкрапленных хромитовых руд мощностью до 40 см субмеридионального простирания, прослеженное на расстоянии около 60 м.

Месторождения Правый и Левый Саксей расположены по бортам одноименного ручья и приурочены к дайкообразным телам «вторичных» дунитов, развитых в породах гарнокорундитового комплекса. Первое из них представлено жилообразным телом

хромитовой руды с видимой мощностью от 0,9 до 1,2 м и протяженностью до 100 м (на глубину до 11 м.). Месторождение Левый Саксей образует относительно широкую (до 20 м) зону убого- и среднекорундитовых руд, простирающуюся с ССЗ на ЮЮВ на расстояние свыше 90 м. Особый интерес последнее представляет тем, что в его пределах мы имеем «замороженный» рудный объект в стадии формирования. Как показывает его детальное изучение, формирование хромитовых руд в теле «вторичных» дунитов, происходит путем образования отдельных цепочек, шлиров и обособленной кристаллической хромитовой руды, сливающихся в слойки и прожилки. Как видно из рис. 2.8 в теле «вторичных» дунитов они образуют отдельные субпараллельные зоны, которые разъединены практически полностью безрудными породами.

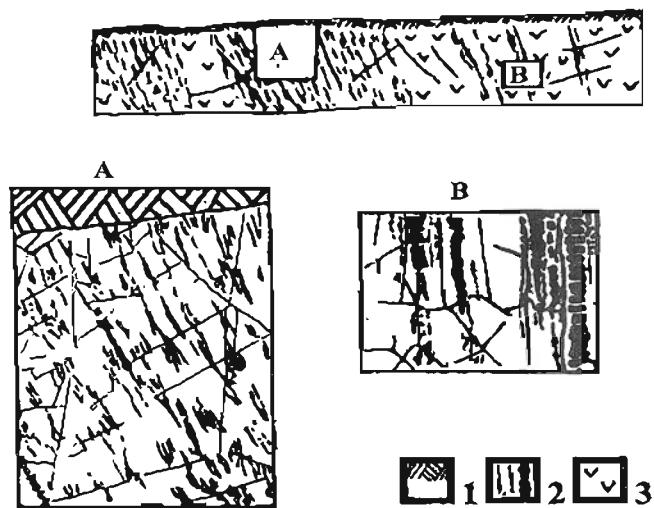


Рис. 2.8 Строение месторождения Левый Саксей (зарисовка канавы). Условные обозначения: 1—почвенно-растительный слой; 2—шлиры и обособления хромитов; 3—рудовмещающие дуниты.

Изучению составов и особенностей химизма хромшпинелидов в различных гипербазитовых массивах посвящена довольно обширная литература, так как эти минералы обладают высокой чувствительностью к вариациям таких параметров петrogenезиса как Р-Т-условия, режим летучих, вторичные преобразования и др. Но как справедливо отмечается в «Магматических...» (1988), количественный учет воздейст-

вия всех этих параметров пока не возможен, следовательно генетические интерпретации особенностей их химизма носят во многом предварительный характер.

Тем не менее проведенное изучение составов хромшпинелидов в различных петрографических разновидностях ультраосновных пород, руд и вещественных комплексах массивов Крака позволяет (в совокупности с другими материалами) более полно охарактеризовать процессы их генезиса.

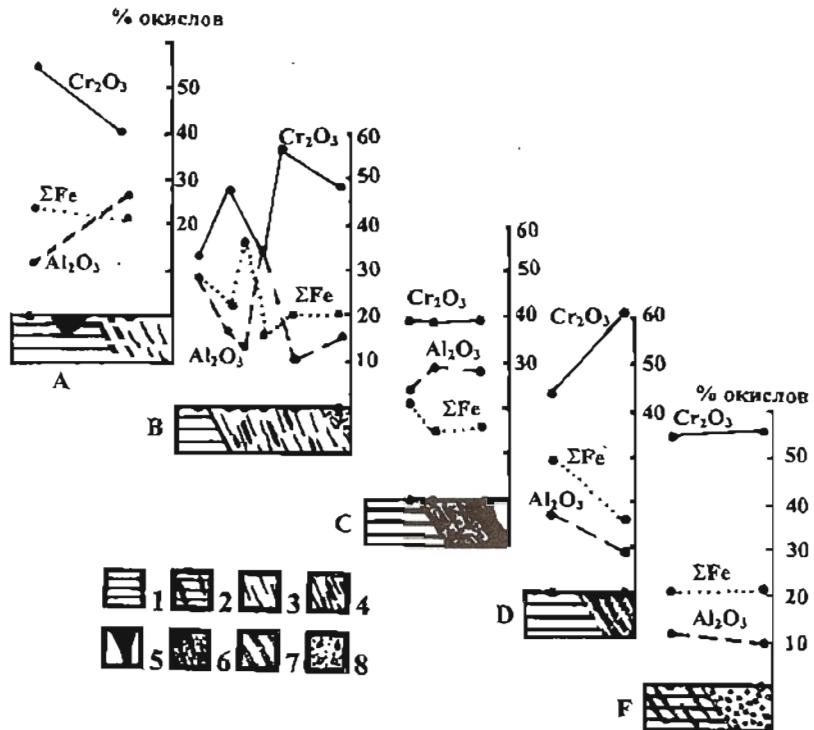


Рис. 2.9 Диаграммы содержания элементов в породах и рудах полосчатого комплекса массива Средний Крака. Условные обозначения: 1-породы полосчатого комплекса; 2-породы полосчатого комплекса с рудными прожилками; 3-прожилковые руды; 4-прожилково-вкрапленные руды; 5-массивные руды; 6-массивные и густовкрапленные руды; 7-полосчатые густовкрапленные руды; 8-равномерновкрапленные руды. А-месторождение Бабай; В-месторождение Хамитовское, С-проявление Сарангаевское, Д-месторождение Правый Саксей, Е-месторождение Левый Саксей.

Как видно из диаграммы (рис.2.9) по содержанию основных окислов (Cr₂O₃, Al₂O₃, ΣFe) хромшпинелиды изrudовмещающих дунитов практически полностью аналогичнырудным хромшпинелидам и резко отличаются от таковых, входящих в составвмещающих гарцбургитов.

Аналогичная картина распределения элементов присуща и хромшпинелидам месторождений Б.Башарт и им.Менжинского (см. рис.2.1, 2.4). Еще в 40-х годах В.П.Логиновым была установлена точно такая же картина поведения окислов в хромшпинелидах одного из месторождений массива Северный Крака. Для объяснения данной ситуации Г.А.Соколов (1948) предложил гетеромагматический механизм образования таких месторождений, который предполагает инъекции остаточного (дунитового) расплава на значительные расстояния, так, что он (рудный расплав) оказывается в «гуждой» обстановке. В свете последних данных о реститогенной природе ультрабазитов, а также на основании полученного нового материала по строению данных образований и составам минералов, слагающих их пород, мы приходим к выводу о том, что механизм генезиса «вторичных» дунитов и связанного с ними оруденения обусловлен инконгруэнтным плавлением ортопироксена в зонах тектонической разгрузки, суть которого будет изложена ниже.

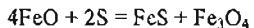
В отличие от четко проявленных закономерностей в изменениях химического состава рудных хромшпинелидов + хромшпинелиды изрудовмещающих «вторичных» дунитов с одной стороны, и шпинелидов из окружающих гарцбургитов с другой, картина поведения Cr₂O₃, Al₂O₃ и ΣFe в этих минералах, участвующих в сложении пород и руд приуроченных к полосчатому комплексу гораздо сложнее (см. рис. 2.9). Как видно из этих диаграмм в большинстве случаев рудные хромшпинелиды отличаются повышенной хромистостью и повышенной глиноземистостью (рис.2.9, А). В то же время близкие по составу минералы фиксируются и в породах собственно полосчатого комплекса (рис.2.9, В), а врудовмещающих породах, представленных «краевыми» дунитами, а также в отдельных разновидностях руд (см. рис.2.9, С, Д) содержание Cr₂O₃ падает 35-40%, при увеличении суммарного количества железа На треугольных диаграммах составов хромшпинелидов из различных месторождений и пород массивов Крака (см. рис.2.10), фигуративные точки образуют поля и тренды характеризующиеся определенной спецификой.

Из диаграммы рис. 2.10 (А) для хромшпинелидов слагающих рудные тела месторождений Б.Башарт и им.Менжинского видно, что башартовские хромиты характеризуются четко проявлением трендом шпинель-хромшпинелид-(хром-)магнетит. Для рудных минералов месторождения им.Менжинского характерно изменение химических составов этих минералов в направлении шпинель-хромит. Хромшпинелиды

месторождений полосчатого комплекса массива Средний Крака (рис. 2.10, В) и Алшакской площади массива южный Крака (рис. 2.10, С) не образуют четко выраженных трендов. Большинство из них принадлежат к высокохромистым разновидностям с вариациями содержаний Al_2O_3 и менее проявленными изменениями железистости (то есть фиксируется слабо проявленный шпинель-хромитовый тренд).

Как уже отмечалось выше, генетическая интерпретация химизма хромшпинелидов чаще всего дает неоднозначные результаты. В частности, как было показано Д.С.Штейнбергом и И.С.Чапухиным (1977), В.Н.Сазоновым (1978) и многими другими, при низкотемпературной петельчатой серпентинизации вокруг зерен хромшпинелидов появляются тонкие магнетитовые или хроммагнетитовые оторочки, которые разрастаясь, могут полностью их заместить. Особенно интенсивно такое замещение развивается при прогрессивном метаморфизме – десерпентинизации. Ее признаком служит появление в породах антигорита, талька, хлорита и магнезиальных амфиболов (Штейнберг, Чапухин, 1977). При реализации процесса десерпентинизации, в ходе прогрессивного метаморфизма образуются зональные зерна хромшпинелида, в которых от центра к периферии $\text{Mg}-\text{Al}$ хромит смешается феррихромитом, а затем магнетитом (Сазонов, 1978), то есть в любом случае при изменениях первичного хромшпинелида из него выносятся сначала Al и Mg , а затем Cr и Mg по схеме: $(\text{Mg}, \text{Fe}) (\text{Cr}, \text{Al})_2\text{O}_4 \rightarrow (\text{Fe}, \text{Mg}) (\text{Cr}, \text{Fe})_2\text{O}_4 \rightarrow \text{FeFe}_2\text{O}_4$ (Сазонов, 1978, Chromium..., 1975 и др.).

Другая точка зрения на изменения составов хромшпинелидов принадлежит А.А.Маракушеву (1994). Рассматривая процесс образования хромшпинелидов в различных формационно-генетических типах ультрабазитов (офиолитах, дунит-клинопироксенит-габбровых и расслоенных интрузиях), он утверждает, что образование магнетитового компонента обусловлено специфическим влиянием серы, накопление которой в расплавах сопровождается эффектом окисления железа:



Опираясь на это А.А.Маракушев делает вывод о том, что хромшпинелиды офиолитовой формации характеризуются незначительным содержанием магнетитового компонента, представляя шпинель-хромитовый тренд с го изменения, принципиально отличаясь в этом отношении от хромшпинель-магнетитовых трендов вариаций составов этого минерала в ультраосновных породах, принадлежащих к дунит-клинопироксенит-габбровой формации.

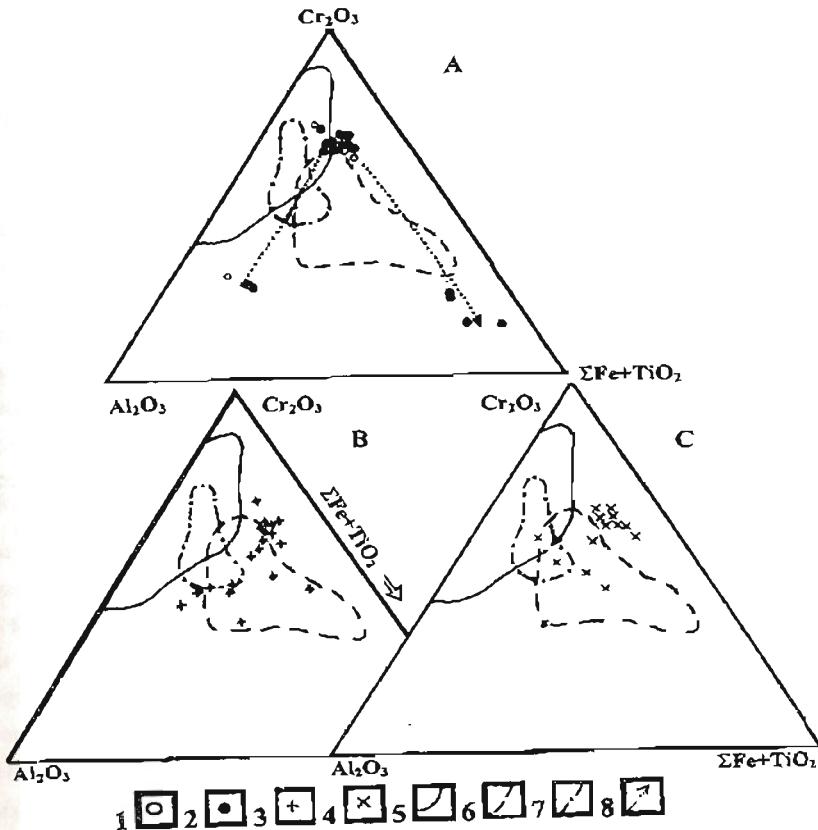


Рис. 2.10 Поля составов хромшпинелидов месторождений массивов Крака. Условные обозначения: 1- составы хромшпинелидов месторождения им.Менжинского; 2-составы хромшпинелидов месторождения Б.Башарт; 3-составы хромшпинелидов месторождений полосчатого комплекса массива Средний Крака; 4-составы хромшпинелидов месторождений Алшакской площади, массив Южный Крака; 5-поле хромшпинелидов ультрабазитового комплекса офиолитов; 6-поле хромшпинелидов ультрабазитов дунит-клинопироксенит-габбровой формации; 7-поле хромшпинелидов из ультрабазитов расслоенных комплексов; 8-тренд изменения составов хромшпинелидов в рудах и породах месторождения Б.Башарт.

Таким образом, в изменениях химических составов хромшпинелидов краинских месторождений присутствуют две тенденции, которые имеют принципиальные различия. В случае воздействия вторичных процессов десерпентинизации (первый охарактеризованный вариант) было бы реальным ожидать присутствие зональности в хромшпинелидах, суть которой, как было уже отмечено выше, заключается в налияне магнетитовой (хроммагнетитовой) оторочки присущей отдельным кристаллам хромита. Но как показывает изучение зерен хромшпинелидов, проведенное на месторождениях Шигаево (Северный Крака) и Аишакской группы (Ситновское-1,2,3, Аишак-1,2,3 и др., Южный Крака), четко выраженная зональность по содержаниям как основных (Cr , Al , Fe , Mg) так и примесных (Ti , Mn и др.) элементов в кристаллах рудных минералов (хромшпинелидах) отсутствует (см. рис. 2.11), за исключением месторождения Ситновское-1. Вкрапленные руды этого месторождения отличаются от большинства изученных тем, что состав слагающих их хромшпинелидов близок к хромпикотиту, а в изменениях химизма в направлении от центра к краевым зонам фиксируется обогащение последних железом.

По мнению А.Б.Макеева (1992) тренд изменений первичных хромшпинелидов (Mg , Al , Ni , $\text{V} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$, Cr , Ti , Mn , Zn) соответствует эволюции петрографических разновидностей пород в направлении от первичных лерцолитов и гарцбургитов к дунитам – от хромпикотита к алюмохромиту (и далее к хромиту в рудном процессе), то есть за счет уменьшения количества Al растут содержания Cr . При прогрессивном метаморфизме в окислительной обстановке схема эволюции составов хромшпинелидов, по мнению того же автора, выглядит: $\text{Mg}, \text{Al}, \text{Zn} \rightarrow \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Mn}, \text{Ti}, \text{V}, \text{Ni}$ (при $\text{Cr}^{3+}-\text{const}$). И далее А.В.Макеев делает вывод о том, что феррихромит состава $(\text{Fe}_6\text{Mg}_2)_8$ ($\text{Cr}_{12}\text{Fe}_3\text{Al}_1$)₁₆ O_{32} и магнетит $(\text{Fe}_8\text{Mg}_2)_8$ ($\text{Fe}_{12-15}\text{Cr}_{4-1}$)₁₆ O_{32} могут образовываться только метаморфогенным путем при относительно низких температурах (Макеев, 1992).

Формульные содержания основных элементов в изученных нами хромшпинелидах краинских месторождений несколько отличаются от описанных выше. В частности на месторождении Башарт в гарцбургитах хромшпинелиды имеют состав ($\text{Mn}_{0.25-0.36} \text{Fe}_{0.89-3.54} \text{Mg}_{4.21-6.78}$)₈ ($\text{Ti}_{0-0.1} \text{Fe}_{0-10.88} \text{Al}_{1.82-11.92} \text{Cr}_{3.34-4.3}$)₁₆ O_{32} , в рудах они соответствуют ($\text{Mn}_{0.08-0.1} \text{Fe}_{2.54-3.03} \text{Mg}_{4.89-5.42}$)₈ ($\text{Ti}_{0-0.07} \text{Fe}_{0.22-0.7} \text{Al}_{3.03-4.05} \text{Cr}_{11.51-12.33}$)₁₆ O_{32} , причем в нодулярных разновидностях руд практически не наблюдается никаких различий между составами центральных частей кристаллов (($\text{Mn}_{0.1} \text{Fe}_{2.61} \text{Mg}_{5.29}$)₈ ($\text{Fe}_{0.64} \text{Al}_{3.03} \text{Cr}_{12.33}$)₁₆ O_{32}) и их периферическими участками (($\text{Fe}_{2.58} \text{Mg}_{5.42}$)₈ ($\text{Fe}_{0.51} \text{Al}_{3.43} \text{Cr}_{12.06}$)₁₆ O_{32}). Состав хромшпинелидов из рудовмещающих дунитов очень близок к минералам слагающим рудное тело ($\text{Fe}_{4.31} \text{Mg}_{3.69}$)₈ ($\text{Fe}_{1.2} \text{Al}_{3.6} \text{Cr}_{11.2}$)₁₆ O_{32} .

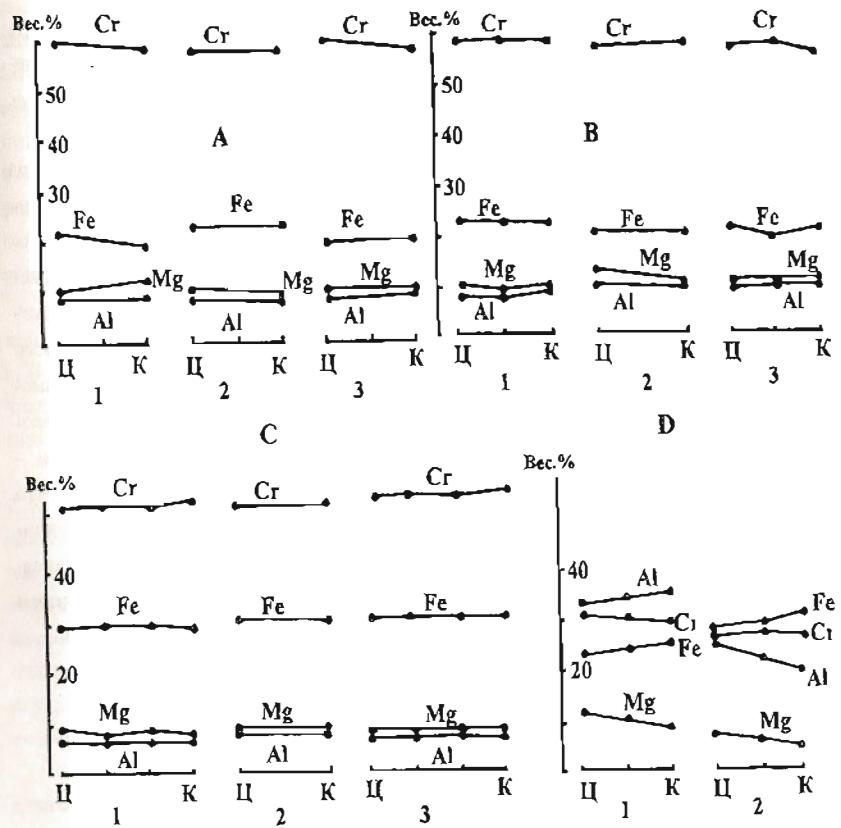


Рис.2.11 Содержания элементов по разрезам отдельных зерен хромшпинелидов различных месторождений массивов Крака. Условные обозначения: А-руды месторождения Аишак-1, Южный Крака (А-1-вкрапленные, А-2-густовкрапленные, А-3-массивные); В-руды месторождения Шигаево, Северный Крака (В-1-вкрапленные, В-2-густовкрапленные, В-3-массивные); С-руды месторождения Аишак-1, Южный Крака (С-1-вкрапленные, С-2-густовкрапленные, С-3-массивные); Д-руды месторождения Ситновское-1, Южный Крака (Д-1-2-убоговкрапленные). Ц-К-центр и край зерна (соответственно).

На месторождении им. Менжинского приуроченному к телу «вторичных» дунитов, составы хромшпинелидов следующие: гарцбургиты – $(\text{Fe}_{2,15} \text{Mg}_{5,35})_8 (\text{Al}_{12,04} \text{Cr}_{4,46})_{16} \text{O}_{32}$; вкрашенные руды – $(\text{Fe}_{2,78} \text{Mg}_{5,22})_8 (\text{Ti}_{0,04} \text{Fe}_{0,42} \text{Al}_{2,7} \text{Cr}_{12,84})_{16} \text{O}_{32}$; рудоемещающие дуниты – $(\text{Mn}_{0,09-0,12} \text{Fe}_{2,55-3,68} \text{Mg}_{4,2-5,36})_8 (\text{Ti}_{0,04-0,05} \text{Fe}_{0,8-0,97} \text{Al}_{3,29-3,41} \text{Cr}_{11,57-11,87})_{16} \text{O}_{32}$, то есть практически полностью аналогичные вышеописанным.

Приведенные данные на наш взгляд служат хорошей иллюстрацией того, что распределение компонентов в хромшпинелидах (как в процессе их «первичного» генезиса, так и при дальнейших изменениях) имеют довольно сложный и неоднозначный характер. В частности можно было бы указать на относительно высокую магнезиальность хромшпинелидов как из гарцбургитов, так и из пород, слагающих собственно рудные тела, а также на неоднозначное поведение марганца и трехвалентного железа описанные выше. В целом не отрицая генетического характера направленности изменений химического состава хромшпинелидов в ряду «первичный» высокоглиноземистый хромшпинелид – «измененные» высокомагнезиальные разновидности – высокожелезистые низкотемпературные хромшпинелиды, хотелось бы отметить, что в реальных обстановках очень часто фиксируются отклонения от этого идеализированного тренда ($\text{Mg}, \text{Al} \rightarrow \text{Cr}, \text{Fe}$). Возможно, что обобщенная схема их генезиса, включающая в себя метаморфо-метасоматические процессы изменений первичного состава, а также модель, предложенная А.А.Маракушевым (см. выше), более полно характеризует процессы их генезиса и преобразования.

Механизм образования «вторичных» дунитов и связанного с ними оруденения

Первые представления о генезисе дунитов основывались на теории магматического образования ультраосновных пород (Vogt, 1927, Боэн, 1934,), то есть предполагалось как существование собственно дунитовой магмы, так и происхождение ее в качестве дифференциата перidotитового расплава. В частности, взгляды А.Н.Заваринского (Заваринский, 1928), А.Г.Бетехтина (Бетехтин, 1934, 1937, 1940), которые получили дальнейшее развитие в работах Г.А.Соколова (Соколов, 1948), основываются на том, что дунитовые магмы образуются с одной стороны в глубинном очаге при его дифференциации, с другой – существует возможность обособления дунитового расплава в результате собственно магматической дифференциации перidotитовой магмы в камере интрузива. В связи с этим последний автор предлагал различ-

ять «первичные» дуниты, образовавшиеся при кристаллизации собственно дунитовой магмы, и «вторичные» – генезис которых обусловлен дифференциацией перidotитовой магмы в камере интрузива. Метаморфические и метасоматические процессы, по мнению Г.А.Соколова, играют незначительную роль в формировании хромитовых руд, приуроченных к этим породам. К числу минералов рудных тел, относительно которых он предполагает вторичный пневматолитический генезис (а следовательно и влияние метаморфо-метасоматических процессов на рудное тело или процесс его образования, так как эти минералы широко распространены в хромитовых рудах авт.) относятся: хромовые гранаты, хромдиопсид, хромовые слюды и хлориты, и частично серпентин.

На возможность образования дунитов в результате постмагматической перекристаллизации и метасоматической переработки ультраосновных пород указывали Н.Л.Боэн и О.Ф.Таттл (Boeun, Tattl, 1950) при изучении системы $\text{MgO}-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$. В частности ими установлено, что пироксенит может превращаться в дунит под воздействием паров воды недосыщенным кремнеземом при температуре 650° .

При исследовании массивов дунит-гарцбургитовой формации Урала, С.В.Москалевы (Москаleva, 1974) приходит к выводу о том, что все разнообразие слагающих их ультраосновных пород является следствием процесса оливинитизации энстатититов, который приводит к возникновению гарцбургитов и дунитов. Ей же описываются чрезвычайно распространенные микроструктуры пород типичные для всех разновидностей гипербазитов, характерной особенностью которых является постоянное присутствие прожилков, языков, апофиз оливинового состава, проникающих внутрь зерен ромбического пироксена как по трещинам спайности, так и под углом к нему (о чем уже говорилось выше, см. рис. 2.3).

По мнению А.С.Варлакова (Варлаков, 1978) дуниты являются продуктом магнезиального метасоматоза, которому подвергаются гарцбургиты уже претерпевшие серпентинизацию, а положение дунитовых тел контролируется ослабленными зонами, возникшими после кристаллизации магмы, или структурами, обусловленными тектоническими причинами. Автор считает, что процессы оливинитизации оторваны во времени от этапа становления гарцбургитовых массивов, внедрение которых происходило по глубинным разломам, а сам процесс представляет собой проявление фронта базификации, являющегося следствием глубинной гранитизации гарцбургитов.

Г.Н.Савельева (Савельева, 1987) приходит к выводу о том, что дунитовые и энстатитовые (энстатит-диопсидовые) жилы и шлиры формируются вдоль зон с высокими дифференциальными скоростями движений (сколов), синхронных поздним пластическим деформациям при миграции по этим зонам флюидов и выщелачиванием из гарцбургитов (лерцолитов) SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Na_2O с образованием дунитов и хроми-

тов на месте гардбургитов и последующего переотложения вынесенных компонентов в пироксенитовых жилах.

А.Б.Макеев (Макеев, 1992), при разработке модели формирования альпиногипогенных массивов в процессе регионального метасоматоза предполагает, что в изменяющихся условиях минералы, слагающие гардбургитовое ядро перекристаллизовываются и самоочищаются. При этом главное значение приобретает процесс оливинизаций ромбического пироксена и образуется жильная серия дунитов. При замещении энстатита оливином высвобождаются Ca, Al, Cr, Fe, Si и другие компоненты. Они переносятся флюидом в ослабленные зоны, где отлагаются в виде различных пироксеновых жил и крупных хромитовых тел. Рудные хромшпинелиды этих тел, образующиеся метасоматическим путем, имеют высокохромистый состав. Р-Т условия протекающего в этих зонах инфильтрационно-диффузионного метасоматоза, оцененные автором по пироксеновым и оливин-шпинелевому геотермобарометрам составляют $T=900\pm 50^\circ$, $P=12\pm 7$ кбар.

Краткий обзор эволюции взглядов на генезис дунитов, приведенный выше, показывает, что в последнее время господствующее положение занимают гипотезы метаморфо-метасоматического способа их образования, который реализуется в специфических мантийных условиях. Но на наш взгляд, наиболее интересные представления (Варлаков, 1978, Савельева, 1986, Макеев, 1992) страдают отсутствием описания конкретных механизмов, действием которых это обусловлено, будь то «процесс оливинизаций», либо «выщелачивание определенных компонентов».

На основе изучения дунитовых тел и приуроченного к ним хромитового оруденения, нами предлагается модель образования «вторичных» дунитов, за физико-химическую основу которой взят процесс инконгруэнтного плавления энстатита, а за динамические условия его реализации – локальные зоны тектонической разгрузки.

Для раскрытия его физико-химической сущности, рассмотрим бинарную диаграмму, изображенную на рис. 2.12, А, являющуюся частью системы $MgO-SiO_2$. Возьмем смесь кристаллов оливина и ортопироксена в соотношении 80:20, близкое к природному гардбургиту (точка О на рис. 2.12, А). При достижении температуры чуть больше 1557° исходная смесь будет состоять из оливина и расплава в пропорции 84:16, то есть ортопироксен полностью переходит в расплав, причем его плавление сопровождается одновременной кристаллизацией добавочного количества оливина. Таким образом, в процессе моновариантной реакции, 20% ромбического пироксена превратились в 4% кристаллов оливина и 16% расплава. Так как во вновь образованном расплаве содержатся в основном элементы не способные образовывать тугоплавких соединений при данных условиях (щелочи, кальций, частично алюминий, кремнезем и железо), то он должен удалиться из существующей системы (о поведении хрома

будет сказано чуть ниже). Очень интересным и важным с точки зрения петрогенезиса этих образований является влияние давления на данную систему. На рис. 2.12, Б, изображена описываемая система с учетом влияния давления, из которой видно, что в условиях высокого давления и при отсутствии воды, поле расплава форстерита уменьшается относительно поля расплава энстатита, следствием чего является то, что при давлении около 5 кбар (и выше) энстатит начинает плавиться конгруэнтно.

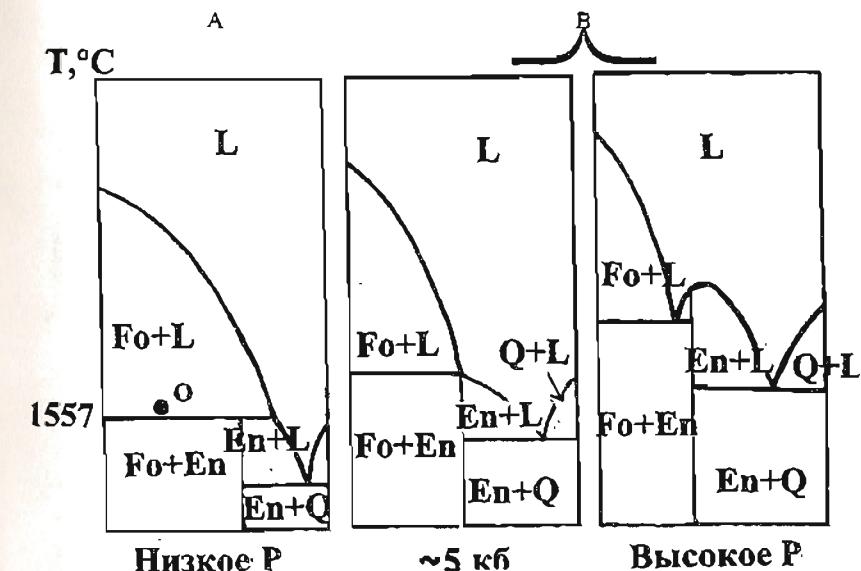


Рис. 2.12 Часть физико-химической системы $MgO-SiO_2$ (А) и влияние давления на равновесие Fo-En (Б). Условные обозначения: Fo-форстерит; En-энстит; Q-кварц; L-расплав.

Переходя к динамическим условиям реализации данного механизма следует отметить, что как было показано выше, при мантийных Р-Т условиях вещество находится в твердопластичном состоянии и при воздействии направленного давления обладает способностью к пластическим деформациям и течению, которое реализуется путем внутризернового (трансляционного) сдвига и межзернового скольжения (либо их комбинациями).

Как справедливо отмечает Г.Н.Савельева (Савельева, 1987), эти процессы сопровождаются образованием зон с высокими дифференциальными скоростями движений

(сколов), синхронных поздним пластическим деформациям. На микроскопическом уровне они характеризуются разрывом межатомных связей с плоскостным либо объемным разрушением кристаллического вещества в местах нахождения микродефектов (Мораховский, 1991). Характеризуя локальные зоны тектонической разгрузки, в которых происходило инконгруэнтное плавление энстатита и, как следствие этого образования «вторичных» дунитов, следует детальнее рассмотреть механику этого процесса.

Сумма фактов, полученных в результате испытаний образцов кристаллических пород в лабораторных установках (Ставрогин, 1969, Томашевская, 1966), свидетельствует о том, что трещинные деформации представляют собой змейковые комбинации микроплощадок сдвига и отрыва, а происходящие по сдвиговым площадкам подвижки приводят к раскрытию микрополостей вдоль трещин отрыва (в нашем случае «микрополостям» соответствуют зоны локальной разгрузки давления). Данная ситуация реализуется в ограниченном объеме за пределами которого породы находятся в иснарушенном состоянии. В результате действия этого процесса на макроуровне, сдвиговые (сколовые) нарушения образуют определенные пространственные комбинации с трещинами отрыва, «зоны разгрузки давления» (см. рис. 2.13). Разгрузка давления в этих зонах, в мантийных условиях «автоматически» приводит к повышению температуры и плавлению пород по механизму описанному выше, то есть образуются дайкообразные либо жилоподобные тела «вторичных» дунитов, которые унаследуют форму этих зон.

Различные виды контактовых взаимоотношений между телами «вторичных» дунитов и вмещающими их перидотитами (от постепенных до четких), зависят от степени снижения давления в зонах разгрузки и, как следствие этого, полноты проявления механизма инконгруэнтного плавления ортопироксена, а также от динамики тепломассопереноса сквозь эти «ослабленные» зоны в виде потока флюидов. По данным В.Н.Мораховского, стени макротрецшин служат границей развития минеральных тел «выполнения», вмещающие же породы подвергаются в узкой зоне экзоконтактовым, главным образом метасоматическим, изменениям. Со стороны эндоконтактов, в этих образованиях породы сохраняют стабильность своих петрологических свойств на любом удалении от контакта (Мораховский, 1991). Этим же автором показано, что при реализации этого процесса одной из функций стенок трещин является создание пульсационного режима, имеющего следствием «прокачку» сквозь эти зоны флюидов либо растворов. В связи с этим, хотелось бы более детально остановиться на механизме образования хромитовой минерализации, приуроченной кенным телам, а именно к одному из возможных источников хрома.

Как известно, из минеральной пары оливин-ортопироксен, являющейся основной для характеризуемых здесь пород, хром концентрируется в ортопироксене (чуть выше 1 вес.%; по «Магматические...», 1988, Савельевой, 1987), в то время как оливин практически стерilen в отношении этого элемента (порядок содержаний со-

ответствует $\approx 0,01$ вес.%), так как хром может внедряться в кристаллическую решетку оливина в заметных количествах лишь в виде Cr^{2+} , что характерно для предельно восстановительных условий. Однако согласно данным Шрайбера, кристаллизация оливина даже в восстановительных условиях должна приводить к обогащению хромом остаточных расплавов (Schreiber, 1979).

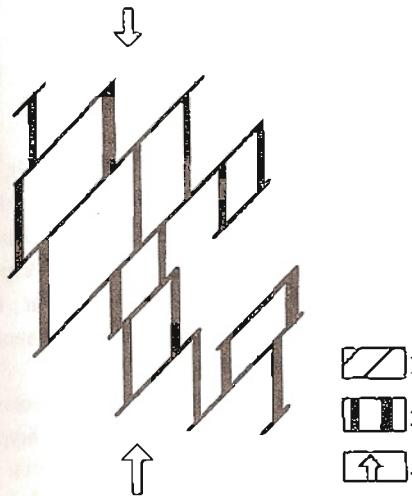


Рис. 2.13 Схема распределения сколовых нарушений и трещин выполнения в режиме сжатия (по Мораховскому, 1991). Условные обозначения: 1-сколовые трещины; 2-трещины выполнения; 3-направления сжатия.

Опираясь на это, мы можем утверждать, что при реализации предлагаемого нами механизма (инконгруэнтного плавления ортопироксена в зонах разгрузки давления), определенное количество хрома может высвобождаться и об разовывать соединения типа хромшпинелидов за счет плавления ромбического пироксена. Здесь же можно предположить, что еще одним источником этого элемента может служить «прокачка» флюидов, либо растворов сквозь такие зоны по механизму описанному выше.

Исходя из этого можно сделать следующие выводы о том, что генезис широко распространенных в различных гипербазитовых массивах тел «вторичных» дунитов обусловлен инконгруэнтным плавлением ортопироксена в зонах локальной тектонической разгрузки, которые представляют собой «трещины отрыва» при сколовых деформациях в режиме сжатия. При реализации данного процесса высвобождается определенное количество хрома, что служит одним из источников этого элемента при формировании рудной (хромитовой) минерализации, приуроченной к этим телам. Добавочное его количество (а возможно и некоторых других элементов, платиноидов в частности) привносится при реализации механизма «прокачки» растворов либо флюидов сквозь эти зоны (Мораховский, 1991).

Глава 3

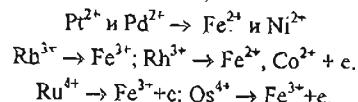
СОДЕРЖАНИЯ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ ГРУППЫ ПЛАТИНЫ И ЗОЛОТА В ПОРОДАХ И РУДАХ МАССИВОВ КРАКА

Геохимическая характеристика благородных металлов

Благородные металлы, рассматриваемые в данной работе (Ru, Rh, Pd, Os, Ir, Pt, Au, Ag) относятся к редким элементам, klarки которых в земной коре составляют $n \cdot 10^{-6}$ – $n \cdot 10^{-8}$ %, образуя ряд (по степени распространенности в сторону убывания): Pd>Pt>Ir>Os>Rh=Ru (Додин и др., 1994), который обусловлен физическим строением самих элементов, их способностью образовывать химические соединения и, как следствие этого, обладающие определенными геохимическими особенностями в геологических процессах.

Все элементы группы платины (ЭПГ) обладают сидерофильными свойствами, однако Pt и особенно Pd и Au проявляют и халькофильные тенденции. По температурам плавления ЭПГ образуют две триады: легкоплавкие (Pd–1555°; Pt–1755°, Rh–1985°) и тугоплавкие (Ir–2440°, Ru–2450°, Os–2700°), что согласуется с их минералогическими и металлогеническими особенностями, а именно: приуроченностью повышенных концентраций самых тугоплавких Os, Ir, Ru к наиболее высокотемпературным и, вероятно, глубинным магматическим образованиям, а Rh, Pt, Pd, Au – к промежуточным, с некоторым уменьшением глубинности от Pt к Pd и Au («Минералы...», 1986).

Обладая самыми высокими значениями окислительно-восстановительного потенциала ($Au^{4+}=1,55$, $Au^{3+}=1,38$ эВ), золото проявляет большую способность к самородному минеральному состоянию, в результате чего почти все рудное Au находится или переходит в самородный вид. Эта же особенность характерна и для всех остальных благородных металлов и несколько снижается в ряду $Au^{3+}>Pt^{3+}>Ir^{3+}>Pd^{2+}>Os^{3+}>Ru^{3+}>Rh^{3+}$. Кроме этого благородные металлы могут входить в виде изоморфной примеси в оливин, орто- и клинопироксены, хромшипелид, титаномагнетит, сульфиды и сульфоарсениды Fe, Co, Ni и Cu, образуя замещения по схемам («Минералы...», 1986):



В то же время более крупные по размерам нейтральные и низковалентные формы этих элементов должны быть связаны с кристаллическими решетками гораздо менееочно и могут легче мигрировать в процессах метаморфизма (Юшко-Захарова, 1975).

Поведение благородных металлов в эндогенных процессах петрогенезиса и рудообразования, а также образование их минералов, как уже отмечалось выше, тесно связано с их физическими и химическими свойствами. В частности, наибольшее ядерное сходство элементов в пределах каждой из платиновых триад, а также Au, создает возможность более тесной ассоциации Pt с Ir и Os; Pd с Rh и Ru в мантийных процессах. Близкие термические свойства с одной стороны Au, Pt, Pd, Rh и с другой – Ru, Os, Ir, также должны влиять на специфику распределения и накопления данных металлов. Сходство по электронной структуре атомов в парах Pt–Rh; Ru–Ir; Pd–Au и их существенное отличие от других элементов семейства железа, вероятнее всего способствует «обособлению» каждой из этих пар в ходе процессов минералообразования. Большое геохимическое сходство ЭПГ с элементами семейства железа, чем с Au и близость последнего к Cu и к щелочным металлам, должно способствовать их разделению в рудо- и петрогенетических процессах.

Геохимические ассоциации ЭПГ, возникшие с широким участием флюидного переноса и важные для рассматриваемых в данной работе проблем, были наиболее детально изучены А.А.Маракушевым (1976). Его представления основываются на восходящей миграции рудного вещества, которое мобилизуется в глубинных зонах Земли под воздействием сильно восстановленных водородных флюидов. Исходя из этих представлений флюиды должны быть первоначально обогащены галогенами (особенно хлором), а также Cu, Ni, Co, платиновыми металлами, Au, Ag, Te, Bi, причем наиболее сильно восстановительная обстановка способствует концентрации во флюиде золота, серебра, меди и свинца, менее восстановительная – Pt–Ni; причем роль последнего должна усиливаться с ослаблением восстановительного режима (Маракушев, 1976). Более окислительные условия способствуют концентрации Ir, Rh, Os, Ru и т.д. Еще большее снижение восстановительной обстановки, при прочих равных условиях, приводит к накоплению во флюиде серебра, свинца и цинка, то есть окислительно-восстановительный потенциал и состав флюидов играет очень важную роль в перераспределении элементов группы платины и золота.

Несмотря на приведенное выше, О.Е.Юшко-Захарова с соавторами (1986), обобщив большое количество материалов по распространению и концентрациям благородных металлов в породах (и минералах) различного генезиса, приходит к выводу о том, что на сегодняшний день геохимические особенности элементов этой группы наиболее полно изучены для золота, очень мало для платины и палладия и остаются практически непроработанными для остальных платиновых металлов. В связи с этим новые материалы по содержанию и

распределению ЭПГ и Au в конкретных рудных объектах, которые приводятся в этой работе, на наш взгляд, представляют несомненный интерес. Тем более, что данные по содержаниям и распределению благородных металлов в породах и рудах массивов Крака практически отсутствуют. Здесь можно сослаться лишь на материалы, полученные В.Г.Фоминых (1970), а также на наши данные (Сначев и др., 1996, Ковалев, Сначев, Савельев, 1997, Ковалев, Сначев, 1997).

Массив Северный Крака

Содержания и распределение элементов группы платины в пределах массива Северный Крака было детально изучено на месторождении Шигаево, которое расположено в восточной части массива в зоне развития «краевых» серпентинитов. Данные, приведенные в таблице 3.1, показывают, что наиболее стабильные значения характерны для платины (0,1-0,24 г/т), в то время как для остальных платиноидов (Pd-0,05-0,5; Os-0,005-0,02; Ir-0,006-0,035; Ru-0,004-0,049) предел колебаний составляет один порядок, а содержания Rh во всех разновидностях руд находятся ниже предела чувствительности метода определения (< 0,02 г/т).

Ю.А.Волченко (1986) используя диаграмму Os+Ir+Ru - Pt+Rh - Pd при изучении хромитовых руд Урала, выделил поля с характерными содержаниями платиноидов для альпинотипной формации, дунит-пироксенит-габбровой (зональной) и стратиформных (расслоенных) комплексов (рис.3.1, А). Анализ данной диаграммы с нанесенными точками содержаний ЭПГ в хромитовых рудах месторождения Шигаево показывает, что содержание элементов, составляющих тугоплавкую триаду (Os+Ir+Ru) суммарно составляет менее 50% от их общего количества явно не достигая величин, характерных для альпинотипной формации, а в отношении распределения платины и палладия намечаются две тенденции с относительно постепенными переходами между собой. Первая заключается в обогащении руд Pt при практическом отсутствии Pd, а для второй характерна обратная картина – повышенные содержания палладия при небольших количествах платины.

В результате ранее проведенных исследований (Додин и др., 1994) было установлено, что для хромитовых месторождений специализированных на платину характерно преобладание самородных форм и интерметаллических соединений тяжелой триады (Os, Ir, Ru), а для Cu-Ni месторождений присущее накопление легкой триады (Pd, Ru, Rh). С этих позиций в распределении ЭПГ в хромитовых рудах месторождения Шигаево выделяются две тенденции, одна из которых характеризуется Os+Ir- Pt – специализацией, а вторая Pd+Ru- Pt – ой, причем обе тенденции характеризуются рез-

ким преобладанием платины на фоне относительно четкого разделения остальных платиноидов на «легкие» и «тяжелые».

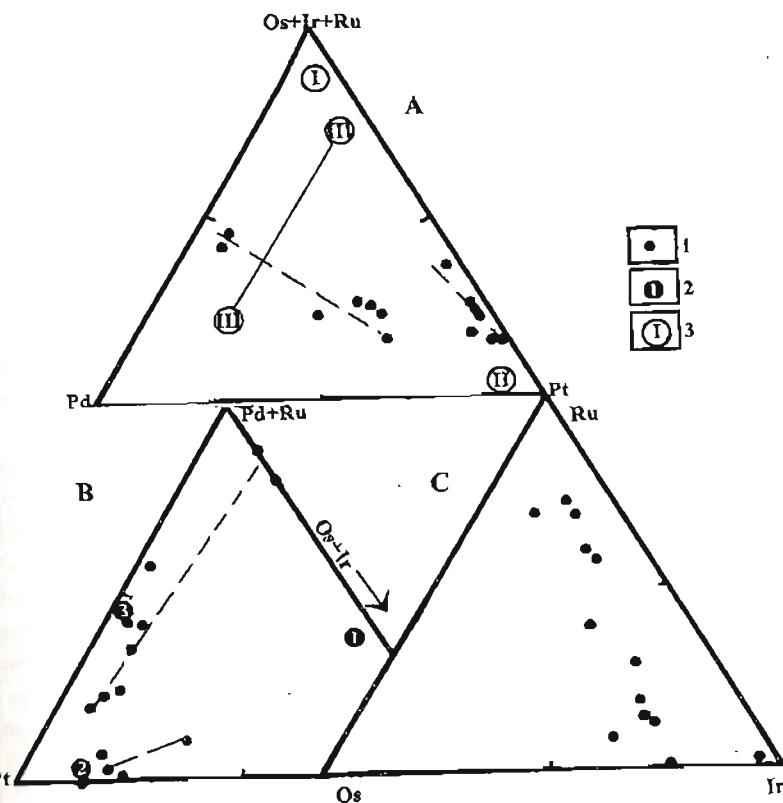


Рис. 3.1 Диаграммы распределения элементов группы платины в рудах месторождения Шигаево, массив Северный Крака. Условные обозначения: 1-точки содержания ЭПГ; 2-содержания ЭПГ в (альпинотипных-(1); зональных-(2); расслоенных-(3) комплексах по А.А.Маракупову (1994)); 3-содержания ЭПГ в уральских месторождениях хромитовых руд по Ю.А.Волченко (1986): I-в альпинотипных массивах; II-в дунит-клинопироксенит-габбровых комплексах; III- в расслоенных комплексах.

В данном случае двойственность ее поведения вероятнее всего обусловлена либо со перераспределением при метаморфо-метасоматических процессах, либо привносом Pt метасоматизирующим флюидом совместно с более поздней «легкой» триадой. В целом анализ этой диаграммы показывает, что руды месторождения Шигаево по платинометальной специализации довольно значительно отличаются от такой, характерной для хромитов альпинотипной формации.

Таблица 3.1

**Содержания элементов группы платины
в хромитовых рудах месторождения Шигаево (г/т)**

№ п/п	№ обр.	Pt	Pd	Os	Ir	Ru	Pt/Pt+Pd
1	Сек-236	0,24	0,06	0,006	0,017	0,005	0,80
2	Сек-247	0,20	0,06	0,06	0,021	0,004	0,77
3	Сек-254	0,17	<0,05	0,007	0,023	<0,004	-
4	Сек-255	0,20	0,10	0,015	0,021	0,024	0,67
5	Сек-256	<0,10	0,06	0,007	0,020	0,035	-
6	Сек-257	0,10	0,06	0,007	0,018	0,032	0,63
7	Сек-258	0,16	<0,05	<0,004	0,029	<0,004	-
8	Сек-259	0,12	0,06	0,005	0,015	0,044	0,67
9	Сек-260	0,10	0,10	0,006	0,011	0,043	0,50
10	Сек-261	<0,10	0,08	0,013	0,006	0,049	-
11	Сек-262	0,19	<0,05	0,013	0,035	0,008	-
12	Сек-264	0,11	0,05	0,020	0,013	0,016	0,69
13	Сек-265	0,15	<0,05	0,018	0,033	0,005	-
14	Сек-266	0,14	<0,05	0,008	0,026	0,014	-
15	Сек-267	0,10	<0,05	0,008	0,016	0,036	-
16	Среднее по месторожден.	0,15	0,07	0,010	0,020	0,024	-

Примечание: №№ Сек-236, 247, 254, 255, 257, 259-266 – вкрапленные и густовкрашенные хромитовые руды; № Сек-256 – «рябчиковая» хромитовая руда; № Сек-258 – массивная хромитовая руда; № Сек-267 – цепочечная хромитовая руда. (№№ 3, 7, 11, 13, 14-го Сначеву и др., 1996).

Как уже отмечалось выше, Os-Ir-Ru-ая специализация руд характеризует высоко-температурный (начальный) этап формирования хромитовых месторождений. По мнению

Л.А.Маракушева позиция рутения в периодической системе определяет его повышенную кислотность и обуславливает его концентрацию (совместно с иридием) в породах и хромитовых рудах альпинотипной (дунит-гарноконгломератовой) формации, а противоположный ему по свойствам палладий, концентрируется совместно с платиной (и другими ЭПГ) в базитах дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов. На основании этого он разделяет все гипербазитовые комплексы по составу их платинометальной специализации на 2 типа: Ru-Ir и Pd-Pt (Маракушев, 1994). В связи с этим определенный интерес представляют количественные соотношения этих элементов в рудах месторождения Шигаево. Из диаграммы Os-Ir-Ru (рис. 3.1) видно, что распределение этих элементов характеризуется относительно четко проявленной Ru-Ir специализацией при практически постоянном (не более 30% от общего количества этих элементов) содержанием Os, характерной для хромитовых объектов альпинотипной формации.

Подводя итог описанного распределения элементов группы платины в хромитовых рудах месторождения Шигаево необходимо отметить, что при наличии платинометальных тенденций присущих рудам альпинотипной формации, в то же время для них характерна специализация, которая является индикаторной для месторождений дунит-клинопироксенит-габбрового формационно-генетического типа ультрабазитов.

По нашему мнению эта специфика обусловлена сложной историей формирования хромитовых объектов массива Средний Крака, включающей в себя несколько этапов при которых происходила концентрация и перераспределение ЭПГ. С большой долей уверенности можно утверждать, что на сформировавшуюся в высокотемпературный этап становления хромитовых руд Os-Ir-Ru-ую (при преобладании Ru-Ir соединений) и Os-Ir-Pt-ую специализации накладывается платино-палладиевая. Последующее перераспределение этих элементов обусловлено физико-химическими условиями процессов протекавших (вероятнее всего на фоне повышающейся окисленности среды), что в итоге привело к сегодняшней картине распределения ЭПГ в рудах этого массива.

Массив Средний Крака

Изучение распределения благородных металлов в породах и рудах массива Средний Крака проводилось в пределах его южной оконечности, в зоне максимального площадного распространения полосчатой серии. Уникальность района исследований заключается в том, что здесь на небольшой площади имеется возможность изучать благороднометальную специализацию хромитовых месторождений и рудопроявле-

лений, приуроченных к различным вещественным комплексам массива (см. характеристику месторождений выше).

Средние содержания благородных металлов в породах и рудах этой площади приведены в табл. 3.2. Количественные вариации ЭПГ, Au и Ag в отдельных образцах довольно значительны и достигают величины $\times 10^2$. Распределение Pt имеет резко дифференцированный характер. Максимальные ее содержания зафиксированы в «западной» группе месторождений (Бабай и Хамитовское) – 5,19 и 3,10 г/т соответственно, а максимальные количества золота и серебра фиксируются в рудах, приуроченных к границе между полосчатой серией и ультраосновной частью массива (проявление Сарангаевское). В распределении платиноидов, составляющих тугоплавкую триаду (Os, Ir, Ru), какие-либо закономерности (при анализе таблицы) не выявляются. Тем не менее, по преобладающему типу благороднометальной специализации породы и руды этой площади можно подразделить на три типа: Pt и Au-Pt – руды месторождений, расположенных в полосчатом комплексе (Бабай, Хамитовское, Северо-Хамитовское, Ак-Бура и Сарангаевское); Os-Ir-Ru – руды месторождений приуроченных к гарцбургитовой части разреза и Pd-Pt (с повышенными содержаниями Au) тип, который характерен для метасоматитов.

На рис. 3.2 изображено распределение благородных металлов по разрезам месторождений Ак-Бура (А) и Северо-Хамитовское (В). Распределение ЭПГ и золота во вмещающих породах и различных разновидностях руд этих месторождений довольно разнообразно. Максимальные содержания платины, как видно из диаграмм, приурочены к хромитовым рудам при резком обеднении этим элементом вмещающих пород. Резкие колебания в ее содержаниях вероятнее всего обусловлены неравномерным распределением Pt в рудах и если на месторождении Ак-Бура максимальные ее количества приурочены к сплошным рудам, то на месторождении Северо-Хамитовское максимум Pt фиксируется во вкрашенных рудах. Стабильно повышенные значения Os, Ir и Ru также характерны для хромитовых руд, хотя эта тенденция проявлена менее контрастно, чем распределение платины. Обогащенность элементами тугоплавкой триады фиксируется и во вмещающих породах полосчатого комплекса (см. рис. 3.2, В).

Золото на месторождении Ак-Бура концентрируется во вмещающих породах, а палладий во вкрашенных рудах и пироксенитах с рудными (хромитовыми) прожилками.

Различия в благороднометальной специализации рудных объектов и пород расположенных в пределах описываемой территории и в непосредственной близости друг от друга особенно рельефно видны на диаграммах распределения благородных металлов в зависимости от пространственного положений описываемых объектов (рис. 3.3).

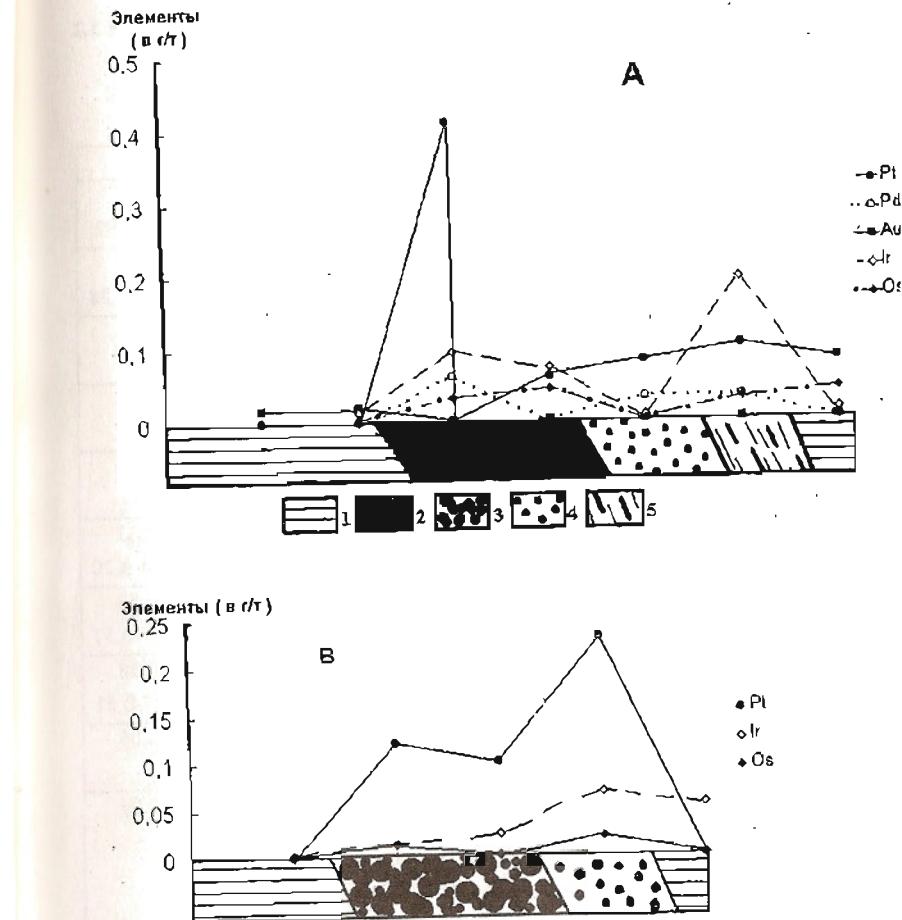


Рис.3.2 Распределение благородных металлов по разрезам месторождений Ак-Бура (А) и Северо-Хамитовское (В). Условные обозначения: 1-вмещающие породы полосчатого комплекса; 2-массивные и густовкрашенные хромитовые руды; 3-рудные брекчи; 4-вкрашенные хромитовые руды; 5-пироксениты с хромитовыми прожилками.

Таблица 3.2

Средние содержания благородных металлов в рудах
и породах массива Средний Крака (в г/т)

№	Pt	Pd	Os	Ir	Ru	Au	Ag
1(3)	1,73	<0,05	0,073	0,114	0,059	0,29	1,31
x	<0,1-5,19		0,039-0,121	0,04-0,2	0,02-0,12	0,23-0,32	0,9-1,92
2(3)	1,03	<0,05	0,048	0,066	0,064	0,5	2,31
x	<0,1-3,1		0,02-0,14	0,02-0,14	0,02-0,13	0,14-0,7	0,78-3,88
3(3)	0,15	<0,02	0,015	0,036	0,01	<0,005	-
x	<0,05-0,23		<0,004-0,02	0,014-0,068	<0,004-0,024	0,022	-
4(1)	<0,05	<0,02	<0,004	0,003	<0,004	<0,005	-
5(1)	<0,05	<0,02	<0,004	0,2	0,011	<0,005	-
6(5)	0,15	0,024	0,028	0,075	0,029	0,017	-
x	0,08-0,41		<0,004-0,043	0,005-0,19	0,006-0,071	0,016-0,018	-
7(2)	<0,05	<0,002	<0,004	0,008	<0,004	0,66	2,33
x			0,002-0,013	0,002-0,013		0,29-1,29	1,48-3,20
8(3)	0,24	<0,05	0,029	0,004	0,013	0,12	0,53
x	<0,1-0,72		0,006-0,07	<0,002-0,006	<0,004-0,026	0,07-0,16	0,27-0,51
9(3)	<0,1	<0,005	0,025	0,019	0,066	0,12	0,38
x			0,007-0,052	0,004-0,048	0,023-0,117	0,06-0,18	0,27-0,51
10(3)	<0,1	<0,05	0,021	0,01	0,104	0,13	0,05
x			0,011-0,035	<0,002-0,023	0,02-0,225	0,0079	-
11(1)	0,91	0,25	<0,004	0,002	<0,004	0,11	0,05
12(1)	0,44	<0,02	0,02	0,002	<0,004	0,012	-
13(1)	0,08	0,025	<0,004	<0,002	0,006		
14(1)	0,12	<0,02	<0,004	<0,002	<0,004		

Примечание: 1-хромитовые руды месторождения Бабай; 2-руды месторождения Хамитовское; 3-5-месторождение Северо-Хамитовское (3-руды; 4,5-вмещающие ультрабазиты); 6-7-месторождение Ак-Бура (6-руды; 7-вмещающие ультрабазиты); 8-руды проявления Сарангаское; 9-руды месторождения Правый Саксей; 10-руды месторождения Левый Саксей; 11-12-разновидности метасоматитов; 13-14-разновидности листяснизов. x-разброс значений. В скобках дано количество определений.

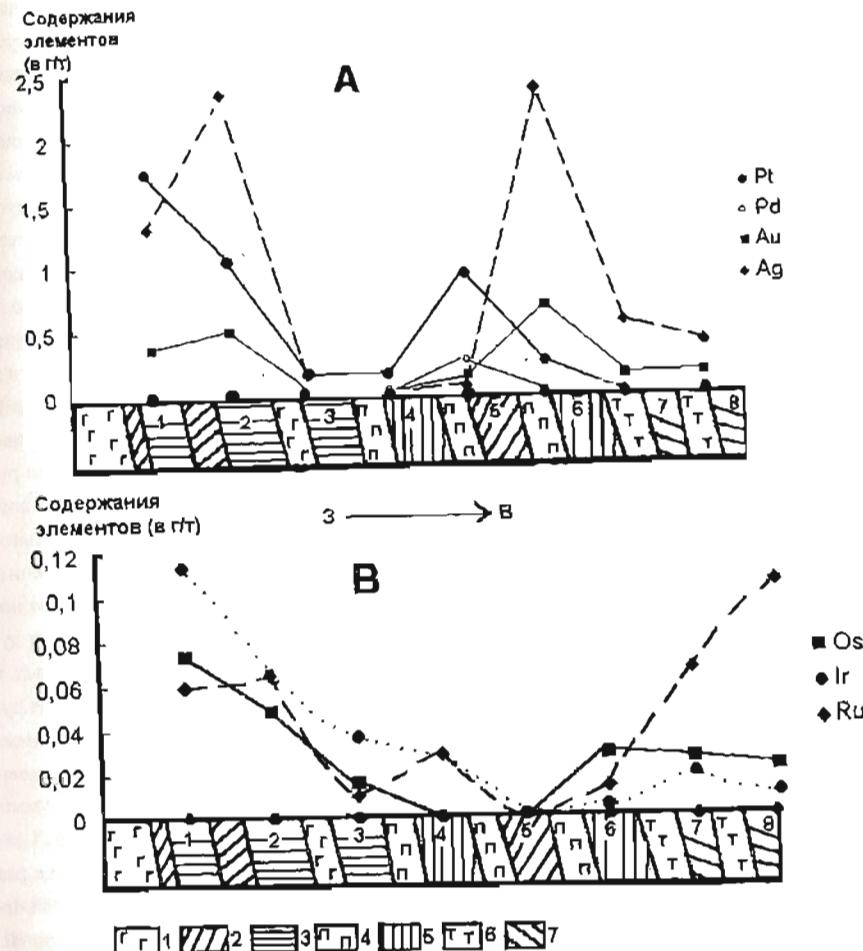


Рис. 3.3 Диаграммы распределения благородных металлов в породах и рудах полосчатого комплекса массива Средний Крака в зависимости от пространственного положения объектов. Условные обозначения: 1-габбро; 2-апогаббровые метасоматиты; 3-«красевые» дуниты; 4-тироксениты; 5-породы полосчатого комплекса нерасщепленные; 6-дунит-гарнбургитовый комплекс; 7-«сторичные» дуниты. Цифры на диаграммах: 1-месторождение Бабай, 2-месторождение Хамитовское, 3-месторождение Северо-Хамитовское, 4-месторождение Ак-Бура, 5-апогаббровые метасоматиты, 6-месторождение Сарангаское, 7-месторождение Правый Саксей, 8-месторождение Левый Саксей.

Хромитовые руды, расположенные в зоне развития краевых дунитов в переслаивании с апогаббровыми метасоматитами (месторождения Бабай, Хамитовское, Северо-Хамитовское и Ак-Бура) характеризуются повышенными содержаниями всей группы платиноидов, золота и серебра. Хромитовым рудам месторождения Сарангаевского, приуроченным к участкам распространения пироксенитов и их оливинсодержащих разновидностей, в непосредственной близости от зоны контакта пород полосчатого комплекса и ультрабазитов, присущи пониженные содержания ЭПГ при аномальных (для этого типа руд) количествах золота и серебра, а хромиты месторождений Саксейской группы отличаются относительно четко проявленной специализацией на элементы тугоплавкой триады при главенствующей роли рутения. Метасоматитам, распространенным преимущественно в западной зоне присуща Pd-Pt – специализация (третий тип), отсутствующая в рудах приуроченных как к телам краевых дунитов (месторождения Бабай, Хамитовское и др), так и к рудным объектам, расположенным в гарцбургитовом комплексе (Правый и Левый Саксей).

Различия в геохимической специализации описываемых пород и руд отчетливо проявляются и на рис.3.4. На диаграмме, предложенной Ю.А.Волченко, хромитовые руды месторождений полосчатого комплекса характеризуются четко выраженной Pt специализацией, а метасоматиты – Pd-Pt. Интересно, что те и другие образуют локальное поле и располагаются в области, которая характеризует руды дунит-клинопироксенит-габбровой формации. На диаграмме Pt-Pd+Ru-Os+Ir руды приуроченные к породам полосчатого комплекса также располагаются в поле характерном для рудных объектов дунит-клинопироксенит-габбровой формации, в то время как для руд расположенных в гарцбургитовом комплексе (Саксейская группа) характерна специализация, присущая рудам альпинотипной формации (см. рис.3.4, В). Несколько особняком на этой диаграмме располагаются точки содержаний ЭПГ в метасоматитах, которым присуща Pd-Pt специализация ($Pt:Pd=3,6$) не характерная для хромитов этой площади. По соотношениям суммы тугоплавких платиноидов с одной стороны, Au и Pt+Pd с другой (рис. 3.4, С), руды Саксейской и Хамитовской групп месторождений также различаются между собой, еще раз подчеркивая принадлежность первых к альпинотипной формации (обогащенность Os-Ir-Ru триадой), в то время как руды второй группы характеризуются Au-Pt специализацией. Еще одним интересным выводом из анализа этой диаграммы является то, что для руд расположенных в полосчатом комплексе выявляется четко проявленная тенденция между соотношениями золота и платины в зависимости от местоположения рудного объекта в разрезе. Если руды месторождения Бабай (самого западного) характеризуются Au-Pt специализацией при соотношениях этих элементов приблизительно равному 10:90, то при движении на восток, в сторону гарцбургитовой части массива, это соотношение изменяется достигая величины 30:70 в рудах Хамитовского месторождения и 70:30 в хромитах месторождения Сарангаевское.

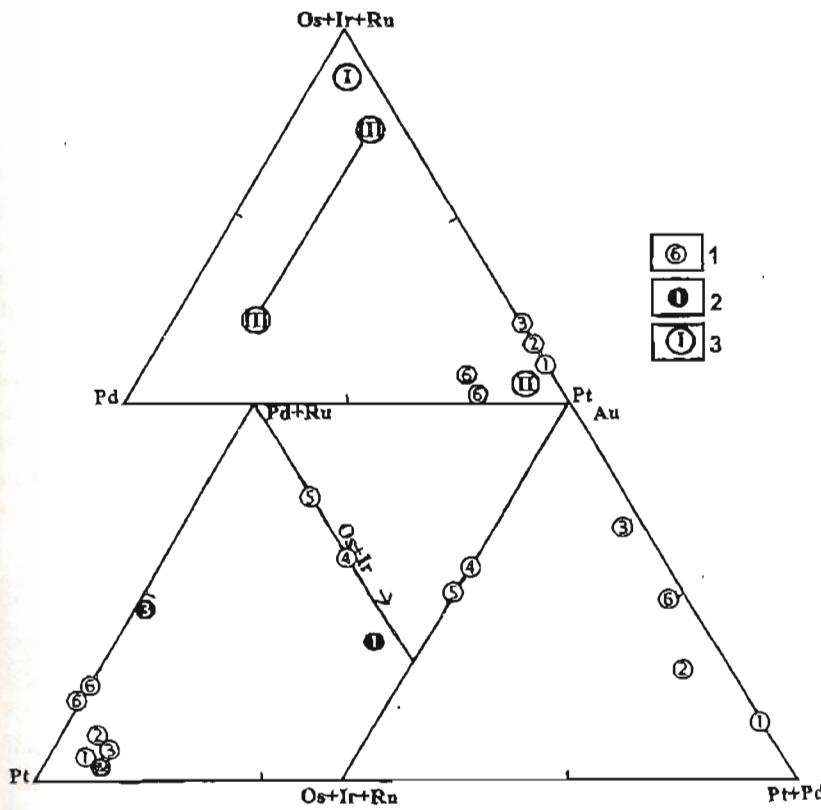


Рис. 3.4 Содержания благородных металлов в породах и рудах полосчатого комплекса массива Средний Крака. Условные обозначения: 1-руды месторождений (1-Бабай, 2-Хамитовское, 3-Сарангаевское, 4-Правый Саксей, 5-Левый Саксей, 6-апогаббровые метасоматиты); 2-содержания ЭПГ в различных формационно-генетических типах ультрабазитов по А.А.Маракушеву, 1994 (I-офиолитовые, 2-зональные, 3-стратиформные); 3-содержания ЭПГ в основных типах хромитовых руд Урала по Ю.А.Волченко, 1986 (I-альпинотипная, II-дунит-клинопироксенит-габбровая, III-стратиформная формации).

Для распределения тугоплавких платиноидов в рудах месторождений этой площади характерны следующие особенности:

- рудам месторождения Бабай присущи приблизительно равные количества осмия, иридия и рутения;

- хромиты месторождений Хамитовское и Правый Саксей характеризуются четко проявленной Os-Ir специализацией при практически постоянных количествах Os. Ранее данная специализация была отмечена для руд месторождения Шигаево (Северный Крака, см. выше), которая, по мнению А.А.Маракушева (1994), присуща хромитовым рудам альпинотипной формации;

- на фоне повышенных содержаний Os в рудах месторождения Сарангаевское фиксируется также Os-Ir геохимическая направленность, а хромиты месторождения Левый Саксей, при общей рутениевой специализации, обнаруживают слабо проявленное обогащение Os и Ir.

Подводя итог характеристике благороднометальной специализации пород и рудных объектов массива Средний Крака приведенной выше, следует в качестве основных итогов следующее:

- хромитовые руды объектов, расположенных в полосчатом комплексе, характеризуются благороднометальной специализацией характерной для руд дунит-клинопироксенит-габбровой формации Платиноносного пояса Урала;

- рудам, приуроченным к ультраосновной части разреза (Саксейская группа), присуща Os-Ir-Ru специализация, которая характерна для хромитовых объектов альпинотипной формации;

- агаббровые метасоматиты характеризуются Pd-Pt специализацией отсутствующей в рудах расположенных как в полосчатом комплексе, так и в хромитовых объектах приуроченных к ультраосновной части разреза этого комплекса;

- благороднометальная специализация рудных объектов полосчатого комплекса зависит от их пространственного местоположения в разрезе: для «западных» месторождений (Бабай, Хамитовское, Северо-Хамитовское, Сарангаевское) характерна платиновая, золото-платиновая и платино-золотая специализация; граница сочленения пород полосчатой серии и собственно ультрабазитовой части массива служит своеобразным геохимическим барьером для содержаний ЭПГ и Au в рудах и породах характеризуемой площади, а хромитовые руды, приуроченные к ультраосновной части разреза характеризуются типичной для них Os-Ir-Ru специализацией. Причем анализ данных закономерностей приводит к мнению о том, что золото-серебрянная специализация хромитовых руд является по времени формирования наиболее поздней и носит наложенный характер, так как она накладывается как на «первоначальную» Os-Ir-Ru специализацию, так и на (более позднюю?) палладий-платиновую.

Массив Южный Крака

Изучение распространения и распределения благородных металлов в пределах массива Южный Крака проводилось на Башартовской (месторождения Б.Башарт, им.Менжинского), Ашпакской (месторождения Ашпак I, II, III), Ашкарской (месторождения Ашкарка I, II, III) и Ситновской (Ситновское II, III) группах месторождений. Для хромитовых руд этих объектов характерны следующие пределы колебаний содержаний ЭПГ, Au и Ag (в г/т): Башартовская группа: Pt-0,05-0,1; Pd-<0,02; Os-0,007-0,037; Ir-0,002-0,003; Ru-0,006-0,057; Au-0,15-0,28; Ag-0,05-0,25; Ашпакская группа: Pt-0,1-0,37; Pd-0,1-0,13; Os-0,006-0,059; Ir-0,003-0,105; Ru-0,004-0,104; Ашкарская группа: Pt-0,11-0,45; Pd-0,13-0,19; Os-0,006-0,028; Ir-0,002-0,065; Ru-0,005-0,089; Ситновская группа: Pt-0,13-0,98; Pd-0,05-0,25; Os-0,007-0,039; Ir-0,006-0,043; Ru-0,022-0,053. Содержания родия во всех рудах составляет <0,01-0,02 г/т, то есть ниже точности метода определения (Ковалев, Сначев, 1997).

Таблица 3.3

Средние содержания благородных металлов в хромитовых рудах южнокракинских месторождений (в г/т)

№	Pt	Pd	Os	Ir	Ru	Au	Ag
1(5)	0,07	<0,02	0,013	0,003	0,029	0,23	0,117
2(3)	0,03	<0,02	<0,004	0,004	<0,004	0,011	-
3(6)	0,07	<0,02	0,020	<0,002	0,049	0,19	<0,02
4(3)	0,04	<0,02	<0,004	0,004	0,005	0,018	-
5(2)	0,03	0,02	<0,004	0,07	0,01	0,003	-
6(1)	0,06	<0,02	<0,004	0,004	0,007	0,011	-
7(8)	0,22	0,11	0,019	0,042	0,035	-	-
8(10)	0,21	0,16	0,019	0,022	0,046	-	-
9(1)	0,11	0,09	0,007	<0,002	0,006	-	-
10(9)	0,28	0,14	0,019	0,016	0,038	-	-
11(1)	0,20	<0,05	0,058	0,042	<0,004	-	-

Примечание: 1-2 – месторождение Большой Башарт (1-хромитовые руды, 2-гардбургиты и рудовмещающие дуниты); 3-4 – месторождение им. Менжинского (3-хромитовые руды, 4- гардбургиты и рудовмещающие дуниты); 5-6 – месторождение Муромцево-І (5-хромитовые руды, 6-рудовмещающие дуниты); 7 – Ашпакская группа месторождений, хромитовые руды; 8 – Ашкарская группа месторождений, хромитовые руды; 9 – гардбургиты Ашпакской площади; 10 – Ситновская группа месторождений, хромитовые руды; 11 – месторождение Кумысное, хромитовые руды.

Из таблицы 3.3 видно, что хромитовые руды и породы Башартовской площади отличаются от остальных групп месторождений пониженным количеством Pt и Ir, а также практически полным отсутствием значимых содержаний Pd. Эта специфика особенно рельефно видна на диаграмме Pt-Pd-Os+Ir+Ru (рис. 3.5, А), на которой все точки группируются в два поля: Башартовское с Os+Ir+Ru-Pt специализацией и Ашпакское, которому присуща существенно Pd-Pt направленность при близких содержаниях тугоплавкой триады. На диаграмме Pd+Ru-Pt-Os+Ir все породы и руды массива Южный Крака характеризуются значениями близкими к аналогичным образование дунит-клинопироксенит-габбровой формации и расслоенным интрузиям с переменными содержаниями платины, палладия и рутения и практически постоянными количествами осмия и иридия.

Соотношения содержаний Au и ЭПГ в рудах Башартовской группы месторождений характеризуются палладий-платина-золотой специализацией при резком преобладании Au (до 50-80% от общей суммы благородных металлов). Между собой тренды содержаний ЭПГ и Au в рудах месторождений Большой и Малый Башарт с одной стороны и месторождения им. Менжинского – с другой, резко различаются (см. рис. 3.5, С). Для руд первых характерно взаимосвязанное изменение количеств Au и Pt+Pd при практически постоянных количествах тугоплавкой триады, а руды второго отличаются переменными количествами Os+Ir+Ru и Au при содержаниях Pt+Pd близких к const. В принципе такое поведение благородных элементов можно объяснить более поздним (наложенным?) характером золотой специализации, которая накладывалась? на изначально присущую (либо приобретенную?) Os-Ir-Ru или Pt-ую специализации. В то же время нельзя исключать вероятность того, что более поздние процессы привели к перераспределению и остальных ЭПГ (Pd в первую очередь).

На рис. 3.6 изображено распределение благородных металлов по разрезам месторождений Б.Башарт (А) и им. Менжинского (В). Анализ этих диаграмм показывает, что как в первом, так и во втором случае максимальные концентрации платиноидов и золота приурочены непосредственно к рудным телам в то время как вмещающие породы обеднены этими элементами (по сравнению с рудами, но не кларками). Четких закономерностей в распределении благородных металлов в различных разновидностях руд внутри месторождений не фиксируется, особенно это касается Os и Ir.

Проведенный выше анализ позволил выявить следующие тенденции в распределении элементов группы платины и золота в породах и хромитовых рудах массива Южный Крака;

– общей чертой руд всех групп месторождений является их обогащение платиной по сравнению с другими элементами группы. На диаграммах эта тенденция выражается приуроченностью точек содержаний ЭПГ в рудах массива Южный Крака к полю руд дунит-клинопироксенит-габбровой формации;

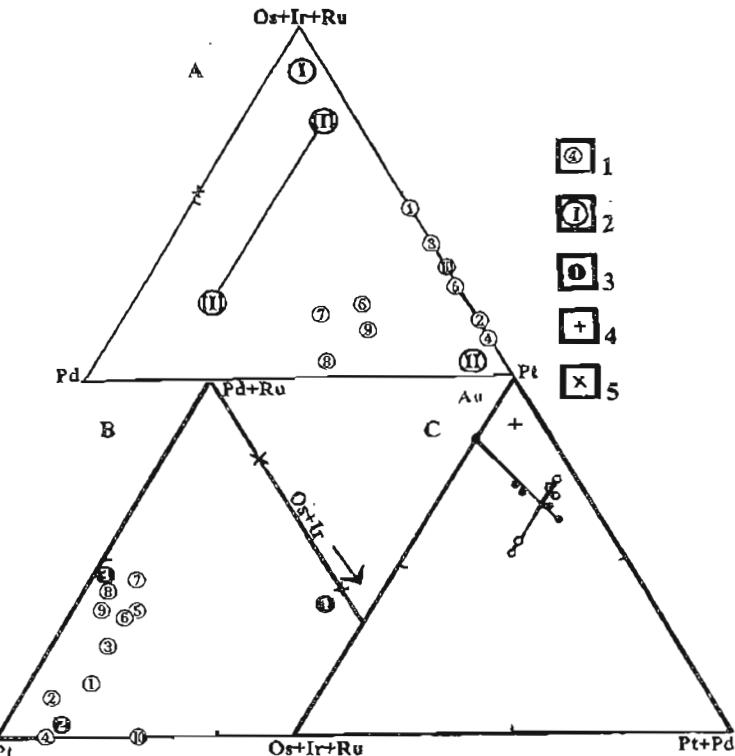


Рис.3.5 Распределение элементов группы платины и золота в породах и рудах месторождений массивов Южного и Узянского Крака. Условные обозначения: 1 – месторождения (1-2-им. Менжинского, (1)-руды, (2)-породы; 3-4-Б.Башарт, (3)-руды, (4)-породы; 5-М.Башарт, руды; 6-Ашпакская группа, руды; 7-8-Ашкарская группа, (7)-руды, (8)-породы; 9-Сигновская группа, руды; 10-месторождение Кумысное, руды). 2-3-аналогично условным обозначениям на рис. 3.4. 4-хромитовые руды месторождения Черная Речка-II, массив Узянский Крака. 5-«оруденелые» дуниты, массив Узянский Крака.

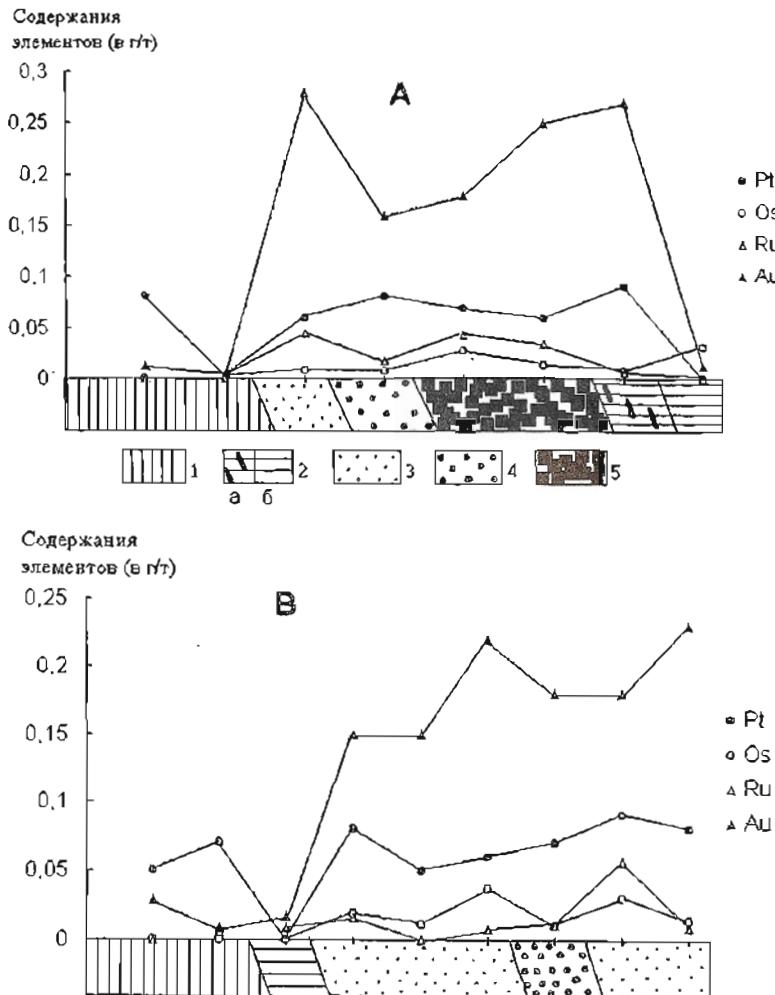


Рис. 3.6 Распределение благородных металлов по разрезам месторождений Б.Башарт (А) и им. Менжинского (В). Условные обозначения: 1-гарибургиты; 2-рудовмещающие дуниты (а - с прожилками хромитов, б - с акцессорным хромишинелидом); 3-вкрапленные хромитовые руды; 4-крупнозернистые густовкрапленные руды; 5-сплошные хромитовые руды, рудные брекчии.

– при наличии общих тенденций в благороднометальной специализации рудных объектов массива Южный Крака, среди них выделяются две группы месторождений: Башартовская, характеризующаяся $Os+Ir+Ru-Pt$ специализацией, и Ашакская (включающая Ашкарскую и Ситниковскую группы), которой присуща $Pd-Pt$ направленность;

– при повышенных содержаниях золота в большинстве рудных объектов массива, хромитовые руды Башартовской группы имеют различные тренды благороднометальной геохимической специализации: $Pt+Pd \leftrightarrow Au$ при $Os+Ir+Ru \approx const$ (месторождения Б. и М. Башарт) и $Os+Ir+Ru \leftrightarrow Au$ при $Pt+Pd = const$ (месторождение им. Менжинского);

– максимальные концентрации благородных металлов приурочены к рудным телам, в то время как вмещающие породы обеднены этими элементами (по сравнению с рудами, но не кларками).

Массив Узянский Крака

Изучение распределения элементов группы платины, золота и серебра в пределах массива Узянский Крака проводилось на месторождении Черная Речка-2 и в зонах распространения так называемых «оруденелых» дунитов, которые представляют из себя типичные дуниты по внешнему облику близкие к «вторичным» дунитам охарактеризованным выше. Их отличительными особенностями являются: 1) приуроченность к приразломным зонам субмеридионального простирания в виде линейных зон мощностью 100-200 м; 2) наличие скелетных выделений хромишинелида в количестве до 10% в ассоциации со слюдистым минералом сложного состава, аваруитом и Cu-Ni сульфидами.

Благороднометальная специализация пород и хромитовых руд массива Узянский Крака характеризуется следующими специфическими особенностями (см. табл. 3.4 и рис. 3.5 А, В, С):

– «оруденелые» дуниты и хромитовым рудам месторождения Черная Речка-II присуща $(Pd)-Os-Ir-Ru$ специализация аналогичная рудам Саксейской группы месторождений массива Средний Крака и близкая по своей направленности к рудам дунит-гарибургитовой формации (по классификации А.А.Маракушева, 1994);

– описываемые породы и руды содержат аномальные количества золота (и серебра), что в целом характерно для большинства месторождений массивов Крака, в тоже время отличающаяся от них практически полным отсутствием значимых содержаний платины

– в целом данная специфика вероятнее всего обусловлена формированием Os-Ir-Ru специализации в ранний этап генезиса пород и руд и наложением на него более поздней Au-Ag минерализации.

Таблица 3.4
Содержания ЭПГ и Au в породах и рудах массива
Узянский Крака (в г/т)

№ п/п	Pt	Pd	Os	Ir	Ru	Au	Ag
1	<0,1	0,06	0,005	0,005	0,014	0,27	0,84
2	<0,1	<0,05	0,004	0,006	0,004	0,09	0,36
3	<0,1	<0,05	0,005	0,004	0,018	0,57	1,12
4(3)	<0,1	0,02	0,005	0,005	0,012	0,28	0,77
5	<0,1	<0,05	0,019	<0,002	0,006	0,51	1,00
6	<0,1	-	0,013	-	0,044	0,42	0,84
7	-	-	0,010	-	0,028	0,96	2,40
8(3)	<0,1	<0,05	0,014	<0,002	0,023	0,63	1,41

Примечание: 1-3 – «орудиенельные» дупниты; 4 – среднее по «орудиевым» дупнитам; 5-7 – хромитовые руды месторождения Черная Речка-2; 8 – среднее по хромитовым рудам. В скобках количество анализов.

Содержания и распределение благородных металлов в минералах

Распределение элементов группы платины, золота и серебра в минералах ультраосновных массивов Урала относительно хорошо изучено (Волченко, 1986, Макеев, 1992, Смирнов, 1995 и др.), но аналогичные данные по массивам Крака на сегодняшний день в литературе практически полностью отсутствуют. Одними из первых можно считать опубликованные нами материалы в 1997 году (Ковалев, Сначев, 1997). Более того в литературе отсутствуют данные по минералогии (исключая силикаты и хромшпинелиды) сульфидов и их распространенности в пределах массивов. Здесь можно привести работу В.Н.Логинова в которой он описывает микроскопические выделения аваруита в срастании с пиротином из лерцолитов массива Северный Крака (Минералогия Урала, 1990).

В связи с этим нами было проведено изучение распределения и содержания ЭПГ, Au и Ag в сульфидных и окиснорудных минералах в отдельных хромитовых месторождениях и вмещающих породах массивов. Формы нахождения платиноидов и минералов-носителей изучались на растровом сканирующем микроскопе JSM-840 с приставкой «Link» при напряжении 20 кВ и времени накопления 50 сек. в Институте проблем сверхпластичности металлов (г.Уфа). Расчеты проводились по стандартной программе ZAF. В качестве эталонов использовалась шлиховая платина из североуральской россыпи «Березовка» (83,3% Pt, 0,54% Pd, 0,86% Rh, 3,05% Ir, 0,28% Ru, 1,21% Os, 0,37% Au). Полученные результаты приведены в таблицах 3.5 и 3.6.

По мнению О.Е.Юшко-Захаровой и др. (1986), анализ содержаний платиновых металлов в породо- и рудообразующих минералах не дает однозначного ответа на вопрос о форме их нахождения, поэтому конкретная минеральная форма платиноидов нами не идентифицируется в тех случаях, когда полученные данные не позволяют определить, являются ли ЭПГ и Au изоморфной примесью или образуют самостоятельные минеральные виды внутри минералов-носителей.

Анализ данных, приведенных в табл. 3.5 позволяет говорить о том, что благороднометаллические элементы, содержащиеся в акцессорных хромшпинелидах пород полосчатого комплекса и рудных хромитах из этой зоны очень часто фиксируются в ассоциации с Ni, Cu, Zn и S. Вероятнее всего это связано с тем, что ЭПГ и Au не являются изоморфной примесью, а образуют собственные формы (самородные, интерметаллические, сульфидные) в виде эмульсионных структур размеры которых находятся на пределе разрешающей способности метода исследования. Аналогичная картина распределения платиноидов и золота характерна и для хромшпинелидов месторождений Левый Саксей, Б.Башарт и им. Менжинского. Особый интерес представляет распределение элементов в отдельных зернах нодулярных руд месторождения Б.Башарт (№№: ББ-96-8/1- ББ-96-8/2, табл. 3.5). Зерна представлены манганоэлюмохромитом, причем марганец фиксируется в центре нодулей, а в краевых частях он отсутствует, Ni также концентрируется в центре, а Pd приурочен к краю зерен. Еще одним интересным моментом является то, что акцессорные хромшпинелиды «окорудных» гарцибургитов и хромиты вкраепленных руд также обогащены марганцем, ЭПГ и Au в ассоциации с S, Ni и Zn, то есть если, как утверждает А.Б.Макеев (1992), в процессе прогрессивного метаморфизма в окислительной обстановке изменение состава хромшпинелидов происходит по схеме: Mg, Al, Zn → Fe²⁺, Fe³⁺, Mn, Ti, V, Ni (при Cr³⁺ – const), с выносом цветных металлов и накоплением черных, картина распределения элементов в описываемых хромшпинелидах близка к таковой и характеризует окислительно-восстановительные условия, поведение серы и перераспределение ЭПГ и Au в зонах рудогенеза.

Таблица 3.5

Содержания элементов-примесей в хромшпинелидах

№ обр.	Формулы хромшпинелидов (на 32 атома кислорода)	Содержание примесей (в % элем.)
Ср-95-9	(Fe _{4,04} Mg _{3,96}) ₈ (Al _{1,48} Ti _{0,04} Cr _{11,42} Fe _{1,07}) ₁₆	Pt-0,74; Co-0,29;
Ср-95-20	(Fe _{3,53} Mg _{4,47}) ₈ (Al _{5,2} Ti _{0,05} Cr _{9,64} Fe _{1,11}) ₁₆	Ir-0,74; Ni-0,2; Zn-0,3; S-0,1;
Ср-95-23	(Mn _{0,09} Fe _{4,83} Mg _{3,43}) ₈ (Al _{5,2} Ti _{0,05} Cr _{8,76} Fe _{3,05}) ₁₆	Ir-0,90; Rh-0,36;
Ср-95-24	(Fe _{2,78} Mg _{5,22}) ₈ (Al _{9,44} Cr _{6,32} Fe _{0,24}) ₁₆	Ni-0,21; Cu-0,213; Zn-0,28;
Ср-95-25	(Fe _{3,65} Mg _{4,35}) ₈ (Al _{3,42} Ti _{0,05} Cr _{11,8} Fe _{0,72}) ₁₆	Au-0,68; Ni-0,22; S-0,11;
Ср-95-36	(Fe _{3,66} Mg _{4,34}) ₈ (Al _{3,53} Ti _{0,06} Cr _{11,66} Fe _{0,66}) ₁₆	Pt-1,24;
Ср-95-45	(Fe _{2,13} Mg _{5,87}) ₈ (Al _{8,13} Cr _{7,1,4} Fe _{0,73}) ₁₆	Rh-0,32; Ni-0,35;
ББ-96-3	(Fe _{2,74} Mg _{5,0}) _{7,74} (Al _{11,92} Ti _{0,03} Cr _{4,3}) _{16,26}	Pt-0,58; Au-0,94; Ni-0,18;
ББ-96-4	(Mn _{0,33} Fe _{0,89} Mg _{5,18}) ₈ (Al _{3,44} Ti _{0,02} Cr _{3,86} Fe _{8,68}) ₁₆	Au-0,56; Zn-0,52; S-0,18;
ББ-96-6	(Mn _{0,36} Fe _{2,31} Mg _{5,33}) ₈ (Al _{3,15} Ti _{0,1} Cr _{3,34} Fe _{9,41}) ₁₆	Pt-0,43; Ir-0,7; Au-0,76; S-0,1;
ББ-96-7	(Mn _{0,08} Fe _{3,0} Mg _{4,89}) ₈ (Al _{3,42} Ti _{0,06} Cr _{12,28} Fe _{0,22}) ₁₆	Pt-1,01; Ir-1,33;
ББ-96-8/1	(Mn _{0,0} Fe _{2,61} Mg _{5,29}) ₈ (Al _{3,03} Cr _{12,33} Fe _{0,64}) ₁₆	Ni-0,25;
ББ-96-8/2	(Fe _{2,58} Mg _{3,42}) ₈ (Al _{3,43} Cr _{12,06} Fe _{0,51}) ₁₆	Pd-0,29;
ББ-96-18	(Fe _{4,31} Mg _{3,69}) ₈ (Al _{3,6} Cr _{11,2} Fe _{1,2}) ₁₆	Pt-0,74; Ni-0,30;
М-96-7	(Mn _{0,12} Fe _{3,68} Mg _{4,12}) ₈ (Al _{3,29} Ti _{0,04} Cr _{11,87} Fe _{0,8}) ₁₆	Pt-0,73;

Примечание: №№ Ср-95-9 – Ср-95-45 – хромшпинелиды из пород и руд полосчатого комплекса массива Средний Крака (Ср-95-9 – полосчатый комплекс, Ср-95-20 – Ср-95-25 – месторождение Хамитовское (рудные прожилки в полосчатом комплексе, вмещающие породы полосчатого комплекса и рудные прожилки соответственно); Ср-95-36 – вмещающие породы месторождения Левый Саксей, Ср-95-45 – густавакрапленная хромитовая руда, месторождение Сарангаевское); №№ ББ-96-3 – ББ-96-18 – хромшпинелиды из пород и руд месторождения Б.Башарт, Южный Крака (ББ-96-3 – ББ-96-6 – вмещающие гарцбургиты, ББ-96-7 – вкрапленные руды, ББ-96-8 – нодуллярные руды (центр и край зерна соответственно), ББ-96-18 – рудовмещающие дуниты с шлирами руды); № М-96-7 – хромшпинелид из рудовмещающих дунитов месторождения им.Менжинского, Южный Крака.

Составы сульфидных и Fe-Ni минералов, обнаруженных в породах и рудах массивов Крака, приведены в табл.3.6, а их парагенетические соотношения показаны на рис. 3.7.

Пентландит (Ni, Fe (Co, Cu))₂S₈ – встречается как в рудах так и во вмещающих породах в виде самостоятельных трещиноватых выделений неправильной формы с размерами $\text{px}10^{-1}\text{-px}10^{-3}$ мм, в количестве – доли %. Иногда образует сростки с магнетитом и аваритом. В составе наблюдается широкий изоморфизм между железом и никелем, что позволяет выделять его железистые и никелистые разновидности (см. табл.3.6). В целом, в

изученных образцах он чаще встречается во вмещающих (околорудных) породах, чем в хромитовых рудах. Из наиболее часто встречающихся благородных элементов в нем содержится Ir, Pt, Au и Ag. Как видно из диаграммы (рис. 3.7) он чаще всего наблюдается в ассоциации с аваритом и железо-никелевыми сплавами.

Миллерит (NiS) обнаружен на рудных объектах в полосчатом комплексе массива Средний Крака. Форма его выделений чаще всего неправильная, размеры варьируют от $\text{px}10^{-2}$ до $\text{px}10^{-3}$ мм. Из примесей в нем зафиксирована медь, а из благородных металлов – иридий и золото.

Хизлевудит (Ni₃S₂) встречен в породах полосчатого комплекса массива Средний Крака и в гарцбургитах массива Южный Крака. Его форма и размеры отдельных индивидов близки к миллериту в ассоциации с которым (а также пентландитом) он чаще всего и фиксируется. Содержание железа в нем изменяется от 0, 62 до 1,6. Из благородных элементов содержит золото и иридий.

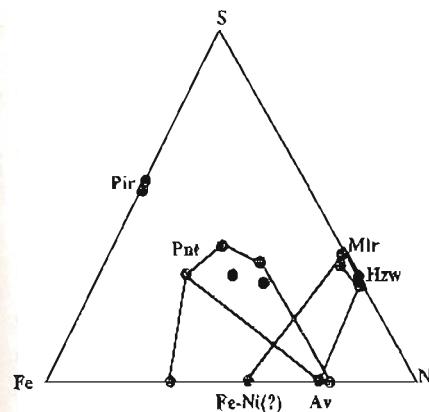


Рис. 3.7 Диаграмма состав-парагенезис минералов системы Fe-Ni-S для пород и руд массивов Крака.

Условные обозначения: Mf – миллерит; Hzw – хизлевудит; Pnt – пентландит; Av – аварит; Pir – пирит; Fe-Ni – соединение неустановленной формы.

Пирит (FeS₂) был встречен в автогабброных метасоматитах в полосчатом комплексе массива Средний Крака. Он образует либо хорошо огранченные кристаллы, либо зернистые массы неправильной формы размерами до 3мм. В качестве примесей в нем зафиксирована медь, а из благородных металлов Pt, Pd, Au и Ag. Характерной особенностью его является то, что он практически во всех выделениях окружен каймой (самородного? восстановленного?) железа с примесями меди, серы, золота, платины и палладия.

Таблица 3.6

Составы сульфидов и Fe-Ni минералов из пород и руд

массивов Крака

№ обр.	Состав минералов	Минеральные ассоциации *
Ср-95-43	Av (Fe-25,81-28,01;Ni-71,66-74,19 (Ir-1,45;Cu-0,52)) Mlr(Fe-3,55;Ni-62,16;S-33,34;Cu-0,95(Ir-0,93;Au-0,79)) Fe-Ni(?) (Fe-44,93; Ni-55,07)	
Ср-95-45	Mlr(Fe-0,65;Ni-65,41;S-33,94) Hzw(Fe-0,62;Ni-72,25;S-27,13(Pt-1,37;Ir-1,28))	
Ср-96-6	Pir(Fe-47,01;S-52,48;(Ag-0,15;Pd-0,1)) Fe(?) (Fe-98,28;Cu-0,68;S-1,04(Au-0,7;Pt-0,37;Pd-0,12))	
Ср-96-6 ¹	Pir(Fe-45,82;S-52,31;Cu-0,53;Co-0,21(Au-0,67; Pt-0,16;Pd-0,28)) Fe(?) (Fe-97,68;Cu-1,16;S-1,16)	
ББ-96-1	Pnt(ni)(Fe-23,79;Ni-46,15;S-29,24;Cu-0,82;(Ir-1,13)) Sul(?) (Fe-20,76;Ni-57,28;S-10,95;Cu-11,01)	Hem, Av, Au(?)
ББ-95-3	I'nt(fe)(Fe-43,2;Ni-24,2;S-31,68;Cu-0,92(Ag-0,28)) Pnt(Fe-22,86;Ni-43,55;S-33,07;Cu-0,52(Pt-1,03)) Av(Fe-25,17;Ni-74,83)	Hem, Av, Au
ББ-95-4	Pnt(Fe-32,89-33,1;Ni-32,52-32,81;S-33,21-33,55; Co-0,75-1,17(Pt-1,75;Ir-0,96;Au-1,11-1,36)) Av(Fe-25,29-26,39;Ni-72,51-72,58;Co1,03-2,2 (Cu-0,48;S-1,1;Pt-1,94;Ir-1,24;Ag-0,43))	Hem, Hpr, Au(?), PtAs ₂ (?)
ББ-95-7	Av(Fe-24,08;Ni-75,19;Co-0,73(Pt-1,53;Ag-0,34))	Hem, Hpr, Pnt. Au(?), (Pt _n FeNi)(?)
М-96-5	Hzw(Fe-1,6;Ni-71,98;S-25,59;Cu-0,83(Ir-0,93;Au-0,92)) Pnt(ni)(Fe-30,96;Ni-37,25;S-31,79(Ir-0,87))	
Ук-95-7	Av(Fe-25-25,54;Ni-74,46-75;(Pt-1,61;Au-1,15))	

Примечание: №№ Ср-95-43—рудовмещающие дуниты, месторождение Сарангаевское, Средний Крака; Ср-96-6—метасоматит, полосчатый комплекс, Средний Крака; ББ-95-1—гарцбургит, месторождение Б.Башарт, Юж.Крака; М-96-5— гарцбургит, месторождение им.Менжинского, Юж.Крака; Ук-95-7—«оруденельный» дунит, Узянский Крака (остальные №№ аналогичны №№ из Табл. 3.5). Названия минералов: Hem—гематит, Fe(?)—самородное(?) железо, Av—аварийт, Pnt(ni,fe)—пентландит(никелистый, железистый), Hpr—халькопирит, Hzw—хизлевидит, Mlr—миллерит, Sul(?)—исустановленный сульфид. *—минералы определенные визуальным методом.

Кроме этого в породах и рудах массивов визуально были установлены: пирротин (довольно редок, с размерами до 0,01 мм); халькопирит (чаще всего в единичных выделениях неправильной формы с максимальными размерами до 0,03 мм). Очень редко встречаются минералы, которые по своим оптическим свойствам близки к группе линнента.

Аварийт ($Ni_{3,5}Fe_{2,1}$) встречается очень часто как во вмещающих породах, так и в рудах в виде мелкой (max размеры до 0,01 мм) обильной сыпи. Иногда фиксируются кристаллики имеющие слабую огранку, а также агрегаты неправильной формы представляющие из себя сростки (структуры распада?) с пентландитом, магнетитом и железо-никелевым сплавом переменного состава (см. рис. 3.8, а,б). Среди примесей установлены Cu, Co, S, а также Pt, Ir, Au и Ag.

Золото (Au). Самородное золото было обнаружено визуально на рудном микроскопе МИМ-7 (VERTIVAL) при максимальном увеличении $\times 720$ –1080 с использованием иммерсионных препаратов в нескольких образцах с месторождения Б.Башарт, массив Южный Крака. Размеры его чаще всего составляют первые (до 7) микронов (max до 0,008–0,011 мм). Практически во всех случаях оно приурочено к мелким трещинкам в виде зерен неправильной (реже изометричной) формы (см. рис.3.8, в). Кроме этого в борту ручья Черный Ключ, размывающего породы полосчатого комплекса массива Средний Крака, при промывке аллювиально-делювиальных отложений была обнаружена золотина пластинчато-неправильной формы (см. рис.3.8, г) размерами 0,5×0,45 мм состава: центр зерна – Au-93,38, Ag-5,62, Ir-0,32, Rh-0,07, Pd-сл., S-0,61; край зерна – Au-98,87, Ag-0,3, Rh-0,42, Pd-сл., S-0,41 (вес.%), высокая пробность которого и уменьшение количества серебра от центра к краю зерна вероятнее всего обусловлена процессами самоочищения при транспортировке его в водном потоке.

На диаграммах рис. 3.9 изображено распределение содержаний благородных металлов в рудных и силикатных минералах по разрезу месторождения Б.Башарт (Юж.Крака). Анализ этих диаграмм показывает, что максимальные количества золота в силикатных минералах концентрируются во вмещающих гарцбургитах. Аналогичным образом ведет себя и платина, в то время как Ir преимущественно концентрируется в рудах и рудовмещающих дунитах, а серебро распространено относительно равномерно.

В рудных минералах картина распределения благородных металлов близка к этой, но имеющая свою специфические особенности, заключающиеся в подразделении рудных металлов на сульфидные с одной стороны и окисно-рудные + металлические соединения – с другой. Как видно из рис. 3.9 (В) максимальные количества золота приурочены к рудным минералам вмещающих гарцбургитов, а по абсолютным значениям его больше в сульфидах.

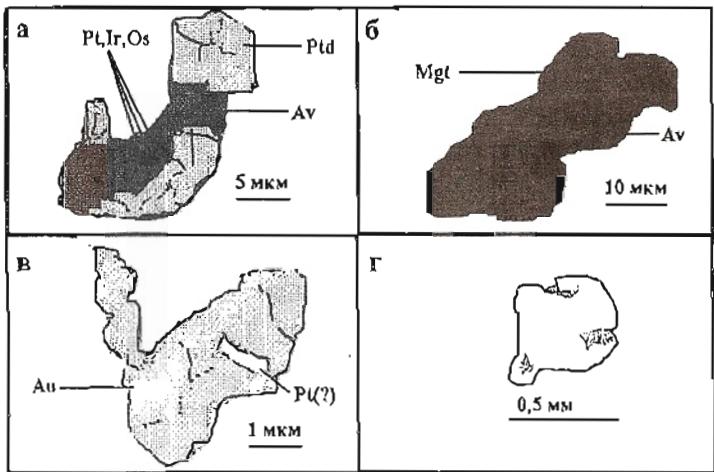


Рис. 3.8 Зарисовки минералов из пород и руд массивов Крака (а—сросток пентглантида и аваруита, обр. Б-4; б—сросток аваруита и магнетита, обр. Ср-95-43; в—самородное золото из трещинки в оливине, обр.Б-3; г—золотина из аллювия руч. Черный Ключ.

Интересной особенностью отличается распределение платины — она зафиксирована в минералах вмещающих пород, но отсутствует в минералах рудного тела, то есть если в рудных минералах вмещающих гарцибургитов фиксируется Ir-Au-Pt парагенезисы с переменными количествами отдельных элементов, то в рудном теле — Ir- Au.

В целом же анализ этих диаграмм приводит к выводу о том, что максимальные количества благородных металлов как в силикатных, так и в рудных минералах приурочены к относительно узкой зоне, которая расположена во вмещающих гарцибургитах. К этой же зоне приурочено и максимальное количество железа в хромшпинелидах (см. рис. 2.1), что может свидетельствовать о перераспределении и накоплении ЭЛГ и Au в результате вторичных процессов, которые реализовывались в узких локальных зонах.

Из анализа диаграммы, изображенной на рис. 3.10, которая построена с использованием данных А.А.Маракушева с соавторами (1997) и авторов видно, что максимальные концентрации благородных элементов в метеоритах приурочены к никель-железистой фазе, а минимальные — к силикатной.

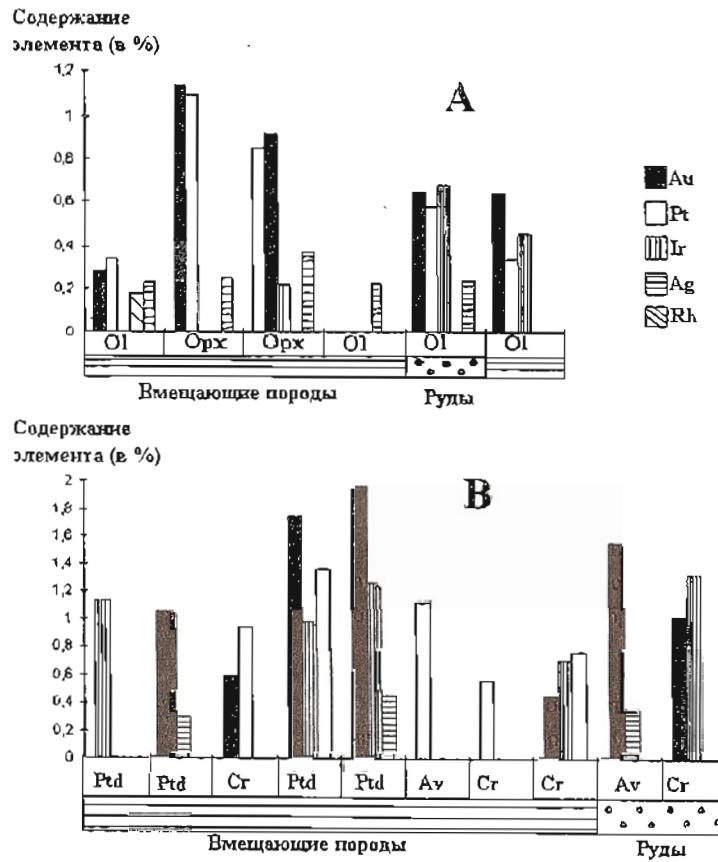


Рис.3.9 Содержания благородных металлов в силикатных и рудных минералах по разрезу месторождения Б.Башарт.

В отличие от этого силикатные минералы пород и руд массивов Крака в значительной степени обогащены Pt, Ir и Au. Содержания этих элементов в сульфидных фазах оказываются близкими между собой, а в железо-никелевых минералах массивов Крака, при близких содержаниях золота, фиксируется пониженное количество Pt, Pd и Ir по сравнению с аналогичными фазами метеоритов. В то же время все значения ЭЛГ и Au полученные для кракинских минералов очень близки к их средним содержаниям в хон-

дрите в целом. Отсюда можно сделать вывод о том, что условия формирования пород и руд массивов Крака и процессы их последующего преобразования привели к перераспределению ЭПГ и Au, которые заключаются в частности в обогащении силикатных минералов золотом и обеднении железо-никелевых минералов в первую очередь платиной и палладием при сохранении близких значений этих элементов характерных для хондритов в целом.

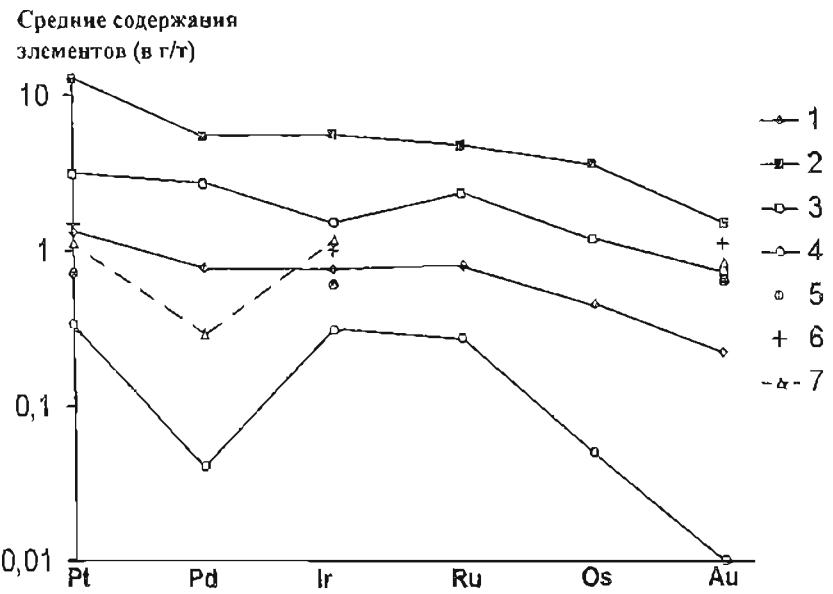


Рис.3.10 Средние содержания металлов платиновой группы в обычновенных хондритах типа L (1) и составляющих их фазах: никель-железной (2), сульфидной (3), силикатной (4), по А.Л.Маракушеву и др.. 1997. Средние содержания благородных элементов в минералах из пород и руд массивов Крака: силикатных (5), сульфидных (6), железо-никелевых (7).

Подводя итог охарактеризованной выше благороднометальной специализации пород и рудных объектов массивов Крака в целом хотелось бы более подробно остановиться на общих тенденциях выявленных в результате проведенных исследований.

Как было отмечено выше (см. раздел 3.1), поведение элементов группы платины и золота определяется их геохимическими особенностями в зависимости от конкретных параметров реализующихся процессов (температуры, окислительно-восстановительных условий и др.). В связи с этим все многообразие в благороднометальных специализациях, присущих различным объектам массивов Крака, можно свести к следующему:

–платинометальная специализация большинства из описанных месторождений характеризуется преобладанием Pt над остальными элементами группы, причем очень часто она имеет вид Os-Ir-Ru – Pt;

–значительно реже отмечается Pd-Pt специализация, которая присуща как отдельным хромитовым объектам, так и метасоматически измененным породам;

–распределение золота, при его повышенных содержаниях зафиксированных практически во всех изученных образцах, имеет крайне неравномерный характер, тем не менее создается впечатление, что его перераспределение обусловлено более поздними процессами по отношению к формированию платинометальной специализации (за исключением Pd?);

–средние содержания благородных металлов в минералах кракинских пород и руд, при наличии определенной специфики, по своим абсолютным значениям близки к средним содержаниям ЭПГ и Au, характерным для обычновенных хондритов типа L;

–проведенные исследования не дают однозначного ответа о различиях (либо сходстве) в благороднометальной специализации присущей породам, слагающим массивы Крака и рудным объектам, которые в них расположены.

На наш взгляд модельным объектом для воссоздания условий концентрации и перераспределения ЭПГ и Au при становлении гипербазитовых массивов Крака является зона распространения пород полосчатого комплекса в пределах южной оконечности массива Средний Крака, детальная характеристика которой была дана выше. Это мнение основано на присутствии в пределах этой площади «комагматических» пород от ультрабазитов до габброидов, а также наличии трех основных типов (Os-Ir-Ru, Pt и Pd-Pt при переменных количествах Au) благороднометальной специализации. Рассмотрение вопросов формирования определенной благороднометальной специализации невозможно без воссоздания условий генезиса самих массивов, поэтому данные вопросы будут рассмотрены ниже.

ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ФОРМИРОВАНИЯ МАССИВОВ КРАКА И СВЯЗАННОГО С НИМИ ОРУДЕНЕНИЯ

Известно, что петрогенетические условия становления ультраосновных массивов на сегодняшнем этапе развития геологической науки определяются наличием трех основных их формационно-генетических типов, формирование которых происходило в следующих специфических обстановках: 1) ультраосновные породы в разрезе оphiолитов – аналоги нижних частей разреза океанической коры; 2) гипербазиты концентрически-зональных (дунит-клинопироксенит-габбровых) массивов – результат магматометаморфических? процессов эволюции магматических комплексов в специфических (островодужных?, субконтинентальных?) условиях и 3) ультрабазиты нижних горизонтов расслоенных интрузий, которые представляют собой продукты дифференциации магматического расплава в промежуточных камерах (субконтинентальная? «рифтогенная»? стадии). То есть, принадлежность отдельных ультраосновных массивов к определенному формационно-генетическому типу, вкупе с другими данными, позволяют строить геодинамические модели развития конкретных регионов и определять специфику их металлогенеза. При этом определяющими являются процессы глубинной петрологии и рудогенеза. В данной работе предлагается схематическая модель формирования массивов Крака. Авторы отдают себе отчет в том, что отдельные моменты ее дискуссионны и требуют дальнейшей более детальной проработки.

Специфическое строение района, к которому приурочены массивы Крака, было отмечено давно. В свое время это позволило И.С.Огаринову и Г.С.Сенченко (1974) выделить здесь структурно-формационную зону, названную ими «архигеосинклиналью». Развитие взглядов на геологическую природу Южного Урала привело многих исследователей к точке зрения о существенной роли в истории его развития рифтогенных этапов (Ожиганов, 1941, Прогин, 1965, Штейнберг, 1968, «Тектоника и магматизм Южного Урала», 1974, Алексеев, 1976, 1981, Иванов, 1979, Пучков, 1984, Серавкин и др., 1990, Семенов, Иванов, 1991 и многие другие). Большинство из приведенных выше авторов рассматривают эту зону более широко, включая в нее Сакмарскую структуру на юге (Сенченко, Огаринов, 1974, Иванов, 1979, Серавкин и др., 1990 и др.) и Тирлянские и Кирябинские ультраосновные массивы на севере (Малахов, 1966, Москалев, 1973, Алексеев, 1976 и др.).

Как и на многие дискуссионные вопросы в геологии, на строение этой зоны существует как минимум две точки зрения. Первая основывается на том, что закрытие этой структуры произошло на месте, в результате верхнепалеозойского? коллизионного этапа развития основной зоны уральской герцинской «геосинклиналии», а сама структура представляла из себя более раннюю локальную палеозону континентального рифтогенеза (Ключевски и др., 1973, Ожиганов, 1974, Сенченко, Огаринов, 1974, Алексеев, 1976, Серавкин и др., 1990 и другие). Вторая точка зрения основывается на том, что данные образования являются фрагментами шарьяжных пластин, перемещенных в пределы западного склона Южного Урала из восточных «эвгеосинклинальных» областей, что наиболее последовательно и в течении уже довольно длительного периода времени доказывается М.А.Камалетдиновым и Т.Т.Казацевой (1970, 1983).

Модель образования массивов Крака и связанного с ними оруденения, предложенная в данной работе, не предполагает жесткой ее привязки к конкретной пространственной области в момент заложения и разных этапов эволюции, так как рассмотрение этих вопросов выходит за рамки круга проблем, решение которых является основной целью данного исследования. Тем не менее мы придерживаемся точки зрения, предполагающей, что при «закрытии» этой структуры в любом случае имело место тектоническое перемещение пород, но количественное определение его масштабности (первые км либо сотни км) является специальной крупной проблемой.

Внутреннее строение кракинских массивов, как это было показано выше, характеризуется наличием псевдостратификации (снизу вверх: дуниты, дунит-гарцбургитовый комплекс, гарцбургиты и лерцолиты). На основании этого, большинство исследователей считают, что различия в их внутреннем строении обусловлены разным эрозионным срезом. Ввиду этого массив Южный Крака состоит из дунитов и пород дунит-гарцбургитового комплекса (максимальный эрозионный срез). Средний Крака характеризуется преимущественным распространением гарцбургитов и лерцолитов + наличие габброидов и специфического полосчатого комплекса, а в пределах Северного Крака распространены гарцбургиты и лерцолиты, причем последние в больших объемах, чем на Среднем Крака. Проведенные детальные исследования, позволили предположить, что эти различия обусловлены не процессами эрозии, а имеют более глубинные причины и связаны с общим геодинамическим развитием этой зоны. Суть обобщенной модели заключается в следующем:

– При образовании в мантии области разуплотненного вещества под воздействием восходящих флюидных потоков, в ней начинаются процессы плавления субстрата, общим следствием чего является развитие «верхнэмантинных» конвективных ячеек, которые обеспечивают растяжение земной коры с образованием рифтогенных структур (Маракушев и др., 1997). Время начала этого процесса, в рассматриваемом нами районе,

условно можно определить как предоординикско-ордовикское, основываясь на присутствии ордовикских терригенных и силурийских вулканогенно-осадочных толщ в обрамлении кракинских массивов, причем базальты, приуроченные к этой зоне, отличаются повышенной хромистостью (Ключихин и др., 1973, Серавкин и др., 1990), что вполне естественно, если рассматривать их в качестве «комплекттарного» расположенным здесь же ультрабазитам. Заложение этой структуры происходило на рифейско-вендском фундаменте, что отчетливо видно в северной части этого района, где Кирябинский массив «прорывает» метаморфические породы укшук-арвякской и мазаринской свит суванякского комплекса (Алексеев, 1976). Далее на юг Тирлянская структура «подстилается» вендинскими породами, а обрамление Кракинских массивов представлено ордовикскими и силурийскими отложениями. Геометрия этой рифтогенной структуры имела в плане «клинообразный» облик с «максимальным» (для характеризуемой области) раскрытием в районе южной оконечности массива Южный Крак.

– В зоне наибольшего раскрытия, мантийный очаг характеризуется максимальной степенью объемного плавления субстрата, отделением легкоплавкой составляющей в виде базальтового расплава и его излиянием на поверхность по пропицаемым зонам. В этой области, на наш взгляд, эволюция мантийного вещества характеризуется наибольшей контрастностью, то есть наличием эфузивов основного состава и наиболее истощенного рестита, представленного дунит-гарцибургитовым комплексом (см. рис. 4.1, разрез по линии IV-IV).

– «Средняя» часть данной системы (разрез по линии III-III) характеризуется своей спецификой, которая заключается в том, что в этих условиях плавление мантии будет реализовываться в меньших масштабах (ввиду общей геометрии структуры). Процессы отделения здесь легкоплавкой составляющей оказываются «замороженными», что приводит к образованию «полузакрытой» магматической камеры, в которой и происходит образование специфических пород, слагающих полосчатый комплекс по механизму, близкому к предложенному Ф.Будье и А.Николя (Boudier, Nicolas, 1995). Мы считаем, что в данной ситуации не представляется возможным однозначно от分离ить собственно магматические процессы от метаморфометасоматического взаимодействия между флюидной фазой, расплавом и реститом, в результате чего стирается грань между крайними точками зрения на генезис данных образований (чисто магматическая либо метаморфо-метасоматическая). По мнению многих авторов (см. например, Wyllie, 1976, Магматические..., 1988) на сегодняшний день жестко разграничить собственно магматические и метасоматические процессы в мантии при избытке летучей фазы не представляется возможным, так как в этом случае стирается грань между флюидизированными расплавами и высококонцентрированными флюидами.

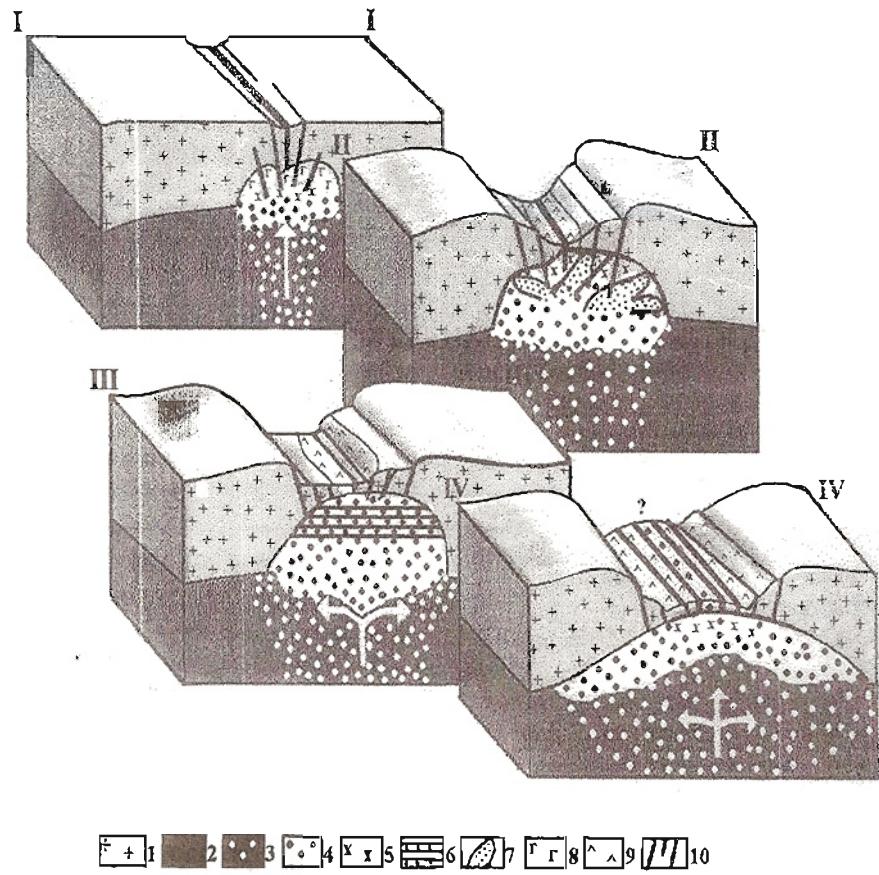


Рис. 4.1 Схематические блок-диаграммы субширотных разрезов кракинской зоны в момент формирования. Условные обозначения: 1—сиалическая кора; 2—неистощенная мантия; 3—разуплотненная мантия; 4—истощенный мантийный субстрат; 5—«авторичные лерцолиты»; 6—полосчатый комплекс; 7—жильные и дайковые обособления габброидов и пироксенитов различного состава; 8—габброиды; 9—эфузивные породы основного состава; 10—тектонические нарушения.

– Третья зона (разрезы по линиям II-II и I-I), расположенная на выклинивании рифтогенной структуры, характеризуется разуплотнением мантийного вещества с относительно небольшими объемами плавления субстрата. По сути дела, здесь мы имеем близкую к «закрытой» систему, эволюция которой также характеризуется определенной спецификой. Суть ее заключается в том, что жидкостная составляющая удаляется из системы в относительно малых объемах, а большая часть раскристаллизовывается в дайковые и жильные тела габброидов и пироксенитов различного состава. То, что образовавшийся в мантийном очаге расплав может быть не полностью удален из системы и оставшаяся жидккая фракция, закристаллизовавшись в окружающих породах (либо в различных частях самого очага), приводит к усложнению строения как самой камеры, так и окружающих ее подкоровых областей, отмечалось неоднократно и ранее (см. Магматические..., 1988).

Таким образом, в первом приближении, ситуация изображенная на разрезе по линии IV-IV оказывается близка к строению массива Южный Крака; разрез по линии III-III может рассматриваться в качестве аналога массива Средний Крака, а по линии II-II – Северного Крака.

Данная схема развития хорошо увязывается и с распределением благородных элементов в породах и рудах описанных выше комплексов. По мнению А.А.Маракушева магматические очаги, возникающие в коре и в мантии геохимически аномальны. Они характеризуются повышенным содержанием рудных элементов, которые привносятся восходящими флюидными потоками. Благородные металлы обладают переменной валентностью, благодаря чему их миграционные формы подвергаются трансформации по мере продвижения к поверхности (Маракушев и др., 1997). Эта трансформация служит основой для развития процессов минералообразования в специфических условиях и является определяющей для формирования определенной геохимической специализации пород и руд отдельных массивов.

Не случайно то, что большинство рудных (хромитовых) объектов, приуроченных к различным вещественным комплексам одного и того же ультраосновного массива, характеризуются различной благороднометальной специализацией, присущей либо дунит-клинопироксенит-габбровой (платиноносной) формации, которая на протяжении всей истории изучения гипербазитовых комплексов «противостояла» альпинотипной как по формационно-генетической принадлежности, так и по геодинамическим условиям проявления, либо альпинотипной.

В частности содержания и распределение ЭПГ на месторождении Шигаево (массив Северный Крака) характеризуется наличием двух трендов (см. рис. 3.1), один из которых присущ месторождениям альпинотипной, а второй – дунит-клинопироксенит-габбровой формациям. Исходя из анализа петрогенетических аспектов формирования данного массива, приведенных выше, эта ситуация вполне логично

объясняется тем, что процессы, реализующиеся практически в «полностью закрытой» системе приводят к образованию «комплексной» специализации. В других условиях, при формировании «чистой» альпинотипной либо дунит-клинопироксенит-габбровой формации один из типов специализации оказывается ведущим.

Особенно наглядно это видно из приведенного выше описания платинометальной специализации рудных объектов и пород, расположенных в полосчатом комплексе массива Средний Крака.

В 1992 году Ю.А.Волченко с соавторами была установлена закономерная связь типов месторождений и проявлений платиновых металлов в процессе развития уральского подвижного пояса, суть которой заключается в том, что на ранней стадии развития в режиме океанического рифтинга в момент образования альпинотипных комплексов формируется осмий-иридий-рутениевая минерализация; с оствороводужным режимом связано образование месторождений плагионы, а формирование месторождений и проявлений палладиевых и платино-палладиевых руд (часто совместно с Au) происходит на позднеостроводужной и предконтинентальной стадиях развития (Волченко и др., 1992).

Отправясь на это, мы считаем, что специфическая благороднометальная специализация, которой характеризуются рудные объекты и породы, расположенные в пределах полосчатого комплекса массива Средний Крака, обусловлена процессами петрогенезиса. Эти процессы условно можно привязать к определенному геодинамическому этапу развития региона: 1) селективное плавление мантийного субстрата и отделение легкоплавкой составляющей с формированием Os-Ir-Ru специализации – «океанической» стадии; 2) взаимодействие отделившегося расплава с рестием (существенно Pt специализация) – «островодужной» с промежуточными характеристиками и 3) окончательное становление в виде собственно структурно-вещественного комплекса (с Pd-Pt специализацией при повышенных количествах Au) – «предконтинентальной». Вполне естественно, что аналогия может рассматриваться лишь в первом приближении, тем не менее приведенный фактический материал делает эти предположения вполне реальными.

Вопросам распределения золота в ультрабазитах посвящена довольно обширная литература (Щербаков, 1967, Лутц, 1975, Жслобов, 1979, 1987, Волченко, 1987, Мурзин и др., 1987 и др.). Большинство из исследователей уже давно пришли к выводам о том, что ультраосновные породы часто оказываются обогащены этим элементом по сравнению с кларком. По мнению Ю.Г.Щербакова (1967), при расщеплении вещества мантии только 4% золота переходит в базальтовый расплав, а в большей части оно остается в тугоплавком рестиите. Аналогичные данные приводятся и Б.Г.Лутцем (1975). По материалам Ю.А.Волченко (1987) аномальные содержания золота в альпинотипных массивах Урала приурочены к локальным зонам контактовых дунитов на

границах с хромитовыми телами, которые характеризуются повышенными содержаниями сульфидов железа и никеля. Данная картина распределения золота тесно связывается автором с внутриструктурной трансформацией гипербазитовых массивов на квазиплатформенной стадии развития.

Приведенный выше материал по содержаниям и распределению золота в породах и рудах массивов Крака, также приводит нас к выводу о том, что его перераспределение и концентрация как в отдельных локальных зонах, так и в большинстве из изученных месторождений, обусловлена процессами внутриструктурной трансформации (и измененния) пород массивов при широком участии флюидной фазы и, вероятно, процессов серпентинизации. Известная «тяга» этого элемента к образованию самородной формы, позволяет нам предполагать более широкое его распространение в зонах интенсивно измененных пород и окорудных ореолах хромитовых месторождений массивов Крака. Перераспределение золота (совместно с платиноидами и в первую очередь Pd из-за близости геохимических свойств) вероятнее всего обусловлено сменой восстановительной обстановки, которой характеризуются первоначальные этапы формирования мантийного очага, на окислительную (Маракушев, 1994) при последующей эволюции вещества в мантийно-коровых и коровых условиях. Нами не исключается возможность последующих изменений пород комплексов в результате процессов регионального метаморфизма (Макеев, 1992), которые также несут «свою долю ответственности» за перераспределение и концентрацию благородных металлов. Здесь же следует отметить, что по экспериментальным данным Л.П.Люсникиной с соавторами, платина также обладает высокой подвижностью в гидротермальных процессах, а увеличению степени ее подвижности способствует повышение температуры, увеличение окислительного потенциала среды и кислотности флюидов (Глускина и др., 1995). Так, что и ее перераспределение в коровых условиях является вполне реальным процессом.

Обобщение результатов исследований, на которых базируется данная работа, является первой попыткой воссоздания общей картины петрогенезиса и изучения металлогенической специализации массивов Крака. Актуальность решения всех этих вопросов, каждый из которых представляет собой самостоятельную задачу, не вызывает сомнения, так как результаты таких разработок имеют не только чисто теоретическое значение, но и включают в себя практические выводы и рекомендации по развитию минерально-сырьевой базы отдельных регионов на эти виды полезных ископаемых.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя общий итог результатам исследований следует еще раз остановиться на полученных результатах:

– проведенное изучение гипербазитовых массивов Крака позволило уточнить их геологическое строение и предложить схематическую петрогенетическую модель, удовлетворительно объясняющую как различия в строении отдельных массивов, так и всего комплекса в целом;

– выявленная геохимическая специфика пород массивов (пониженные содержания хрома в частности), совместно с разработанным механизмом образования «вторичных» дуппиков и связанного с ними оруденения, позволяет высоко оценивать перспективы этих массивов на обнаружение в их пределах месторождений хромовых руд;

– установленная платинометальная специализация отдельных рудных объектов и пород массивов Крака, которая часто носит «комплексный» (Os-Ir-Ru + Pt) характер, обусловлена сложной историей их формирования в мантийных, мантийно-коровых и коровых условиях при изменяющихся физико-химических параметрах среды;

– перераспределение и концентрация золота в локальных зонах (при его повышенных содержаниях практически во всех изученных образцах), вероятнее всего является результатом более поздних процессов (по отношению к формированию платинометальной специализации), которые характерны для корового этапа эволюции гипербазитовых массивов Крака;

– приведенные выше данные по геологии, петрологии и металлогении массивов Крака позволяют авторам усомниться в принадлежности данных образований к производным «эрзовой» океанической коры. Вероятнее всего формирование их происходило в условиях близких к «рифтогенным», причем сама структура имела в плане «клинообразный» облик с максимальным раскрытием на юге.

Здесь же следует отметить, что полученные материалы могут служить основой для постановки более детальных поисково-разведочных работ в пределах массивов Крака, так как состояние минерально-сырьевой базы по таким видам полезных ископаемых как хромиты, элементы группы платины и золото, оставляет желать лучшего. Наличие же в пределах массивов Крака компактных хромитовых месторождений и проявлений с промышленными содержаниями платиноидов и золота позволяет рассматривать их в качестве перспективных объектов для комплексной разработки.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев А.А., Волошин В.Л. Магматизм зоны Урал-Тау // Магматизм и эндогенная металлогения западного склона Южного Урала. Уфа.: Вып. 21. 1973. С. 55-65.
2. Алексеев А.А. Магматические комплексы зоны хребта Урал-Тау. М.: Наука, 1976. 170 с.
3. Алексеев А.А. Металлогения и геотектонические режимы докембрия Южного Урала // Тез. докл. II Всесоюзного совещ. по металлогении докембрия / Иркутск. 1981. С. 264-266.
4. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976.
5. Бетехтин А.Г. К изучению месторождений хромистого железнняка / Зап. Ленинр. Горн Инст., 1934, № 8.
6. Бетехтин А.Г. Халиловское месторождение хромистого железняка на Южном Урале / Хромиты СССР, № 2, М-Л.: 1940.
7. Бетехтин А.Г. Шорджинский хромитоносный перидотитовый массив (в Закавказье) и генезис месторождений хромистого железняка вообще / Хромиты СССР, Т. I, М-Л.: Наука, 1937.
8. Боузн Н.Д. Эволюция изверженных пород. М-Л.: ГОНТИ, 1934.
9. Боузн Н.Д., Таттл О.В. Система $MgO-SiO_2-H_2O$. / Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии. М.: 1950.
10. Булыкин Л.Д. К минералогии и петрологии дунит-клинопироксенитовых комплексов в альпинотипных гипербазитах Урала (на примере Нуралинского массива) / Тр. Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР, 1977, вып. 125. С.58-61.
11. Варлаков А.С. Проблема происхождения дунитов Урала / Петрография ультраосновных и щелочных пород Урала / Тр. Ильмен. Гос. Заповед. Свердловск: УНЦ АН СССР. 1978. С.3-21.
12. Виноградов А.П., Ярошевский А.А. О физических условиях зонного плавления в оболочках Земли / Геохимия, 1965, № 7, С. 779-790.
13. Волченко Ю.А. Парагенезисы платиноидов в хромитовых рудах Урала / Петрология и рудообразование. Свердловск.: УНЦ АН СССР. 1986. С.56-63.
14. Волченко Ю.А. Золотоносность габбро-гипербазитовых комплексов Урала // Геология, минералогия и геохимия месторождений золота Урала. Свердловск: ИГ и Г УрО АН СССР, 1987. С. 34-39.
15. Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Золоев К.К., Мардиrosyan A.Н. Платиноидное оруденение основных геодинамических режимов развития Уральского подвижного пояса / Ежегодник-1992. Екатеринбург.: ИГ и Г УрО РАН. 1993. С.89-92.
16. Генкин А.Д., Евстигнеева Т.Л. Рудные месторождения оphiолитов Албании: по материалам конференции и экскурсии / Геология рудн. месторожд. 1992, Т.38, № 2, С. 202-208.
17. Денисова Е.А. Дунит-верлит-клинопироксенитовые серин лерцолитовых массивов Южного Урала / ДАН СССР, 1984, Т.277, № 3. С.660-665.
18. Добрцов Н.Л. Глобальные петрологические процессы. М.: Недра, 1981, 236 с.
19. Додин Д.А., Чернышов Н.М., Полферов Д.В., Тарновецкий Л.П. / Платинометальные месторождения мира // Платинометальные малосульфидные месторождения в ритмично расслоенных комплексах. М.: АО «ГеоСинформмарк». Т.1. Кн.1. 1994. 279 с.
20. Желобов Л.П. Альпинотипные гипербазиты как вероятный источник золота // Советская геология, 1979. № 8. С. 42-49.
21. Желобов Л.П. Еще раз о роли альпинотипных гипербазитов в локализации золотого оруденения Урала // Геология, минералогия и геохимия месторождений золота Урала. Свердловск: ИГ и Г УрО АН СССР, 1987. С. 50-56.
22. Заварицкий А.Н. Коренные месторождения платины на Урале / Мат-лы по общей и прикладной геологии. Л.: Геол. ком., 1928, вып. 108. С.1-56.
23. Знаменский С.Е., Ковалев С.Г., Сначев В.И., Даниленко С.А.. Платиноносность гипербазитовых массивов Башкирской части Главного Уральского разлома / Итоги деятельности Отделения наук о Земле и экологии за 1993-1995 годы, АНРБ, Изд-во «Филем», Уфа.: 1995. С.9-10.
24. Иванов С.Н. О байкалидах Урала и природе метаморфических толщ в обрамлении эвгеосинклиналей // Препринт, Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979. 78 с.
25. Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т. Особенности строения надвигов и шарьяжей Южного Урала // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1970. № 4. С. 60-70.
26. Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т. Аллохтонные оphiолиты Урала. М.: Наука, 1983. 168 с.
27. Ключикин А.В., Радченко В.В., Буряченко А.В. Геология и петрохимия гипербазитов массивов Крака (Южный Урал) / Магматизм и эндогенная металлогения западного склона Южного Урала / ИГ БФАН СССР, Уфа.: 1973. С.129-138.
28. Ковалев С.Г. Дифференцированные диабаз-пикритовые комплексы западного склона Южного Урала. Уфа.: УНЦ РАН, 1996. 99 с.
29. Ковалев С.Г., Сначев В.И., Савельев Д.Е. Перспективы платиноносности рудных формаций башкирской части Южного Урала // Изв. высш. учебн. завед. Горный журнал, 1997. № 5-6. С. 34-39.
30. Ковалев С.Г., Сначев В.И. Перспективы платиноносности западного склона Башкирского Урала // Отечественная геология, 1997. № 7. С. 26-30.

31. Козлов В.И., Краев Ю.П., Богатырева Г.И. Вулканогенные и интрузивные породы Тирлянского района (Южный Урал) // Магматизм и эндогенная металлогенезия западного склона Южного Урала. Уфа.: Вып. 21, 1973. С. 98-104.
32. Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Что такое дунит? / Докл. Акад. Наук, 1928, А, С. 403-406.
33. Лодочников В.П. Серпентины и серпентиниты, Ильчирские и другие / ТР. ЦНИГРИ, М.-Л.: вып. 38, 1936.
34. Лутц Б.Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М.: Наука, 1975. 167 с.
35. Магматические горные породы. Классификация, номенклатура, петрография / Андреева Е.Д., Баскина В.А., Богатиков О.А. и др. М.: Наука, Ч.1, 1983. 367 с.
36. Магматические горные породы / Богатиков О.А., Васильев Ю.Р., Дмитриев Ю.И. и др. М.: Наука, Т.5, 1988. 508 с.
37. Макеев А.Б. Минералогия альпинотипных ультрабазитов Урала. СПб.: Наука, 1992. 197 с.
38. Малахов И.А. Петрохимия ультрабазитов Урала. Свердловск: 1966. 234 с.
39. Маракушев А.А. Физико-химические условия генерации рудоносных флюидов и проблема источников рудного вещества // Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: 1976. С. 145-164.
40. Маракушев А.А. Положение платиновых металлов в системе экстремальных состояний химических элементов и формационные типы их месторождений // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. М.: АО «Геоинформмарк». 1994. С.206-227.
41. Маракушев А.А., Русинов В.Л., Зотов И.А. и др. Глобальные аспекты эндогенного рудообразования // Геология рудных месторожд. 1997, Т. 39, № 6. С. 483-501.
42. Минералогия Урала. Элементы, карбиды, сульфиды. Свердловск.: УрО АН СССР, 1990. 390 с.
43. Минералы благородных металлов: Справочник / Юшко-Захарова О.Е., Иванов В.В., Соболева Л.Н. и др. / М.: Недра, 1986. 272 с.
44. Мораховский В.Н. Сдвиги и сдвиговые деформации в земной коре / Сдвиговые тектонические нарушения и их роль в образовании месторождений полезных ископаемых. М.: Наука, 1991. 214 с.
45. Москалева С.В. О генезисе некоторых габбровых и гипербазитовых пород Урала / В кн./ Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: 1960. С. 402-405.
46. Москалева С.В. Гипербазитовые формации западного склона Южного Урала // Магматизм и эндогенная металлогенезия западного склона Южного Урала. Уфа.: 1973, Вып.21. С. 46-55.
47. Москалева С.В. Гипербазиты и их хромитоносность Л.: Недра, 1974, 279 с.
48. Мурзин В.В., Волченко Ю.А., Молошаг В.П., Имамин Н.А. Типоморфизм золотой минерализации в ультрабазитах Урала // Геология, минералогия и geoхимия месторождений золота Урала. Свердловск: ИГиГ УрО АН СССР, 1987. С. 40-49.
49. Огарянов И.С., Сенченко Г.С. Криптозвещеско-клинальная зона на Южном Урале // Тектоника и магматизм Южного Урала. М.: Наука, 1974. С. 41-53.
50. Ожиганов Д.Г. Геология хребта Урал-Тау и района перidotитового массива Южный Крака // Тр. Башкир. геол. управ. Вып. 12, М.: Госгеолиздат. 1941. 103 с.
51. Ожиганов Д.Г. Геология района массивов Крака и критика взглядов на его шарошажное строение // Тектоника и магматизм Южного Урала. М.: Наука, 1974. С. 242-250.
52. Павлов Н.В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов // Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 103, серия рудных месторождений, № 13. 1949.
53. Павлов Н.В., Григорьева-Чупрынина И.И. Закономерности формирования хромитовых месторождений. М.: Наука, 1973. 199 с.
54. Пацков А.А. К вопросу о геометрии гипербазитовых массивов Крака. / Геология, магнетизм горных пород и палеомагнетизм Южного Урала / БФАН СССР, Уфа.: 1977. С. 72-84.
55. Плюснина Л.П., Лихойдов Г.Г., Щека Ж.А., Сапин В.И. Исследование растворимости платины в водно-хлоридных растворах в присутствии различных буферных систем // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. М.: АО «Геоинформмарк». 1995. С.91-93.
56. Пронин А.А. Основные черты истории тектонического развития Урала. Варисийский цикл. М.-Л.: Наука, 1965.
57. Пучков В.Н. Тектоническая природа западного склона Урала // Метаморфизм и тектоника западных зон Урала. Свердловск.: УНЦ АН СССР. 1984. С. 3-9.
58. Редкие элементы в формациях изверженных пород. М.: Недра, 1975. 248 с.
59. Рудник Г.Б. Петрогенезис ультраосновных пород Нуралинского массива на Южном Урале / Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов. М.: Наука, 1965. С.68-100
60. Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы оphiолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре / Тр. ГИН АН СССР, М.: Наука, вып.404, 1987, 246 с.
61. Савельева Г.Н., Денисова Е.А. Структура и петрология массива Средний Крака на Южном Урале / Геотектоника, 1985, № 4. С. 53-68.
62. Сазонов В.Н. Хром в гидротермальном процессе. М.: Наука, 1978.

63. Семенов И.В., Иванов К.П. Стадии и этапы развития рифтовой системы Урала в венде-раннем палеозое и корреляция сформировавшихся вулканических комплексов // Ежегодник-91. Екатеринбург: ИГ УрО РАН, 1992. С. 26-30.
64. Серавкин И.Б., Косарев А.М., Салихов Д.Н. Модель формирования палеовулканических поясов и магматической зональности Южного Урала // Препринт, Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1990. 37 с.
65. Смирнов С.В. Петрология верлит-клинопироксенит-габбровой ассоциации Нуралинского гипербазитового массива и связанное с ним платиноидное оруденение / Автореферат канд. дисс. Екатеринбург: 1995, 18 с.
66. Смирнов Ю.Д. Докембрийские и палеозойские интрузии западного склона Северного, Среднего и Южного Урала // Тр. ВСЕГЕИ, нов. Сер. Т. 67, 1961.
67. Сначев В.И., Рыкус М.В., Ковалев С.Г., Высоцкий И.В. Новые данные по золотоносности западного склона южного Урала // Препринт, Уфа: УФЦ РАН, 1996. 29 с.
68. Соколов Г.А. Геолого-геохимические исследования хромитоносного массива Южный Крака // Тр. Ломоносовского ин-та Акад. Наук, 1937.
69. Соколов Г.А. Основные итоги работ хромитовой группы Южноуральской комплексной экспедиции Академии Наук СССР / Материалы по металлогении Южного Урала (железо, никель, хром) / М.: Изд-во АН СССР, 1941.
70. Соколов Г.А. Хромиты Урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распространения // Тр. ГИН, сер. рудн. м-ний (№ 12), вып. 97, 1948, 128 с.
71. Ставрогин А.Н. Исследования предельных состояний и деформаций горных пород / Изв. АН СССР. Физика Земли, 1969, № 12. С.3-17.
72. Тектоника и магматизм Южного Урала. М.: Наука, 1974. 291 с.
73. Томашевская И.С. Определение скоростей продольных волн в образцах горных пород при испытаниях на сжатие до разрушения при различном всестороннем давлении / Проблемы механики горных пород. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР. 1966. С.407-412.
74. Флюиды и окислительно-восстановительные реакции в магматических системах / Борисов А.А., Жаркова Е.В., Кадик А.А. и др. М.: Наука, 1991. 256 с.
75. Фоминых В.Г., Хвостова В.П. О платиноносности дунитов Урала // ДАН. 1970. Т. 191, № 2.
76. Штейнберг Д.С. Формационное расщепление, генезис и металлогения ультрабазитов // Информ. материалы. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. С. 3-10.
77. Штейнберг Д.С., Чашухин И.С. Серпентинизация ультрабазитов. М.: Наука, 1977.
78. Щербаков Ю.Г. Распределение и условия концентрации золота в рудных провинциях. М.: Наука, 1967. 268 с.
79. Юшко-Захарова О.Е. Платиноносность рудных месторождений. М.: Недра, 1975. 247 с.
80. Boudier F., Nicolas A. Nature of the Moho Transition Zone in the Oman Ophiolite // J. Petrology. 1995. V. 36. P. 777-796.
81. Chromium: its physicochemical behavior and petrologic significance // Geochim. Et cosmochim. Acta. Spec. Issue. 1975. Vol. 39, N 6/7
82. Menzies M. Mantle ultramafic xenoliths in alkaline magmas evidence for mantle petrogenesis modified by magmatic activity / Kimberlites. II: The mantle and crust-mantle relationships. N.Y.: Elsevier, 1984.
83. Nicolas A., Poirier J.P. Cristallina plasticity and solid state flow in metamorphic rocks / L.: «John Wiley», 1976, 444 p.
84. Schreiber H.D. Experimental studies of nickel and chromium partitioning into olivine from synthetic basaltic melts // Proc. X Lunar and Planet. Sci. Conf. Houston. 1979. P. 509-516.
85. Sun S.S., Hanson G.J. Evolution of the mantle: geochemical from alkali basalt / Geology. 1975. 3, № 2.
86. Vogt I. Geology of platinum metals. Econ. Geol. 1927, 22, No 4.
87. Wyllie P.J., Huang W.L., Stern C.R., Maaloe S. Granitic magmas: possible and impossible sources, water contents and crystallization sequences / Canad. J. Earth Sci. 1976. 13, № 8.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
Глава 1 ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАССИВОВ КРАКА	5
История изученности	5
Геологическое строение и тектоническое положение	7
Краткая петрографическая характеристика пород	20
Петро-геохимическая характеристика пород	27
Глава 2 ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ	
ХРОМИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МАССИВОВ КРАКА	37
Типы хромитового оруденения.....	37
Механизм образования «вторичных» дунитов и связанного с ними оруденения	56
Глава 3 СОДЕРЖАНИЯ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ ГРУППЫ	
ПЛАТИНЫ И ЗОЛОТА В ПОРОДАХ И РУДАХ МАССИВОВ КРАКА	62
Геохимическая характеристика благородных металлов	62
Массив Северный Крака	64
Массив Средний Крака	67
Массив Южный Крака	75
Массив Узянский Крака	79
Содержания и распределение благородных металлов в минералах	80
Глава 4 ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ФОРМИРОВАНИЯ	
МАССИВОВ КРАКА И СВЯЗАННОГО С НИМИ ОРУДЕНЕНИЯ	90
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	97
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	98



**Отпечатано ГП «ПРИНТ»
Пр. Октября, 71 Лицензия Б 848047
Заказ № 26 Тираж 100 экз. 1998 год**