

Н. В. ПАВЛОВ
И. И. ГРИГОРЬЕВА-
ЧУПРЫНИНА

**ЗАКОНОМЕРНОСТИ
ФОРМИРОВАНИЯ
ХРОМИТОВЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ**



Н. В. ПАВЛОВ,
И. И. ГРИГОРЬЕВА-ЧУПРЫНИНА

ЗАКОНОМЕРНОСТИ
ФОРМИРОВАНИЯ
ХРОМИТОВЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ

64881



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1973



В работе излагаются результаты многолетних исследований проблемы генезиса ультраосновных массивов и связанных с ними хромитовых месторождений геосинклинальных областей на примере Урала и о-ва Кубы. Рассмотрены положение интрузивов в геологической структуре районов, их форма, возраст, петрографический и химический составы пород, внутреннее строение, элементы прототектоники и постинтрузивной тектоники, а также положение хромитовых месторождений в связи с петрохимическим составом пород. Рассмотрены химические составы пород и рудообразующих минералов и закономерности их вариаций в зависимости от условий нахождения. Излагаются представления о закономерностях формирования и размещения месторождений хромитов в ультрабазитах складчатых областей.

Ответственный редактор:

доктор геол.-мин. наук

Г. А. СОКОЛОВ

Настоящая работа представляет собой труд многолетних исследований хромитовых месторождений по выяснению условий их формирования и закономерностей размещения в ультраосновных массивах складчатых областей.

Объектами исследований послужили некоторые хромитоносные массивы геосинклинальных областей Урала и о-ва Кубы. При этом были учтены собранные нами материалы по месторождениям СССР (Малый Кавказ), Болгарии и других стран. В работе дается критический обзор достигнутых в науке представлений о генезисе ультраосновных пород и хромитовых месторождений, находящихся в складчатых областях, и формулируются задачи очередных исследований. Далее излагается данный фактический материал по шести хромитоносным ультраосновным массивам Урала и Кубы. По геосинклинальной области о-ва Кубы описаны закономерности размещения ультраосновных массивов в региональной структуре и приведено развернутое описание хромитоносности массивов Камагуэй и Маяри-Баракоа с привлечением фактических материалов по отдельным месторождениям. В Уральской складчатой области охарактеризована хромитоносность Сарановского, Ключевского, Южно-Кракинского и Кемпирсайского массивов. Для каждого массива с различной степенью детальности освещены следующие наиболее важные вопросы: положение массива в геологической структуре района, его форма, возраст, петрографический и химический составы пород, внутреннее строение (размещение петрографических фаций), элементы прототектоники и постинтрузивной тектоники, а также пространственное положение хромитовых месторождений в связи с петрохимическим составом пород интрузивов, генезис месторождений и ряд других вопросов. Кроме того, приведено описание форм рудных тел хромитовых месторождений, текстурно-структурные особенности руд, их минеральный состав, химический состав рудообразующих и акцессорных хромшпинелидов. Рассмотрены особенности химического состава породообразующих (оливины) и рудообразующих (хромшпинелиды) минералов в хромитоносных массивах перидотитовой формации и в некоторых других промышленно не хромитоносных формациях и проведен анализ коррелятивной зависимости состава хромшпинелидов от состава оливинов. Показано, что локализация крупных

скоплений высокохромистых руд связана с породами, в которых оливин содержит минимальное количество фаялитового компонента и отличается самой высокой магнезиальностью. В завершающем разделе работы, на основе всего приведенного фактического материала, излагаются представления авторов о закономерностях формирования и размещения месторождений хромитов в ультраосновных массивах геосинклинальных областей. Здесь сведены наиболее важные данные в решении генетических вопросов формирования ультраосновных интрузивов и хромитовых месторождений с учетом формационной принадлежности и рассмотрены этапы формирования магматического расплава в подкоровых условиях, геохимия процессов становления пород и руд и закономерности их размещения в камере интрузива.

Проблема, которой посвящена настоящая работа, таит в себе еще достаточно много неясного, ряд вопросов только поставлен и ждет своего решения на более широком и новом фактическом материале. Однако проведенное обобщение позволяет более обоснованно подходить к оценке возможной хромитоносности того или иного ультраосновного массива.

Глава I

Современные представления о генезисе месторождений хромитовых руд геосинклинальных областей

Генезис хромитов невозможно рассматривать в отрыве от генезиса гипербазитов вообще и геосинклинальных гипербазитов, в частности. Проблема генезиса ультрабазитов является сейчас весьма актуальной в связи с тем, что возрос интерес к составу и строению глубоких горизонтов земной коры и верхней мантии Земли. Не менее важное значение она имеет и для практической геологии, для эффективных поисков полезных ископаемых, связанных с ультрабазитами.

Поскольку хромитовые месторождения в геосинклинальных структурах размещаются среди массивов ультраосновных пород и являются составной частью серии их петрографических разновидностей, изучение генезиса хромитов должно начинаться с изучения условий образования самих ультрабазитов.

В настоящем разделе кратко освещается современное состояние представлений о генезисе хромитовых месторождений, с учетом новых данных, полученных геофизиками, геохимиками и петрологами, по строению земной коры и верхней мантии. Но прежде остановимся на истории развития представлений о генезисе хромитовых руд, которая начинается с конца первой половины прошлого столетия (1847 г.), когда Эли де-Бомон в качестве примера магматических месторождений назвал хромиты и платину.

Во второй половине того же столетия (1879—1883 гг.) Гродек, Арцруни, Косса связывают образование хромитов с процессами серпентинизации. Но в самом конце XIX столетия (1894 г.) Фогт показал, что хромиты встречаются в совершенно неизменных ультраосновных породах и развивает гипотезу об их магматическом происхождении. В первой половине XX века, когда наиболее интенсивно разрабатываются вопросы генезиса хромитовых руд как у нас в СССР, так и за рубежом, абсолютное большинство исследователей встало на точку зрения о магматическом происхождении хромитов. Лишь во второй половине нашего столетия появляются работы, главным образом советских исследователей, в которых делаются попытки обосновать немагматическое происхождение как гипербазитов вообще, так и месторождений хромитов, в частности. Речь идет о метасоматическом образовании как ультраосновных пород, так и хромитовых руд (Бакиров, 1963; Москалева, 1962, 1966). Однако доводы, приводимые в пользу этой гипотезы, пока еще очень слабо обоснованы. Эта точка зрения не принята на вооружение геологами-практи-

ками. Критический разбор этих взглядов нами проведен в одной из наших работ (Павлов и др., 1968).

Попытаемся свести воедино те многочисленные публикации и исследования последних двух десятилетий, которые рассматривают генезис ультраосновных пород и связанных с ними месторождений хромитовых руд.

Лучшим доказательством магматической природы хромитовых месторождений, как впрочем и других магматических месторождений, является повышенная концентрация элемента в породах, в данном случае хрома в дунитах и перидотитах, к которым они приурочены. То же может относиться, например, и к рудам титана, связанного с габбро-анортозитами и щелочно-ультраосновными породами, обогащенными этим элементом. Общие закономерности распределения хромитовых и некоторых других магматических месторождений в крупных регионах повторяют закономерности распределения комплексов соответствующих пород.

Все магматические месторождения и, в частности, хромиты связаны с интрузиями не кислее оливинового габбро и поэтому отпадает вопрос о связи их с палингенными магмами, а потому в качестве первоисточника можно рассматривать лишь подкоровое вещество. По мнению Гутенберга (1964) важную роль в формировании тектонических структур и питании магматических очагов играет установленный в последние годы геофизиками на глубинах 60—250 км астеносферный слой, где вещество пластично.

Большинство петрологов и геохимиков (Вашингтон, Боуэн, Заварицкий, Баддингтон, Виноградов, Рингвуд) предполагают, что мантийное вещество (пиrolит) по составу отвечает смеси оливина, пироксена и 20—30% полевого шпата. Это вещество близко к хондритовым метеоритам.

При обсуждении вопросов об источниках специализированных магм, формирующих магматические месторождения, первостепенную роль играют представления о дифференциации хондритового вещества.

А. П. Виноградов (1961, 1962) высказал предположение о возможной аналогии процессов формирования земной коры из мантийного вещества механизму зонного плавления. В ходе процесса выплавления и дегазации легколетучих веществ из мантии происходит разделение вещества мантии на дуниты (или перидотиты) и базальтовое вещество. При этом идет разделение химических элементов. Магний накапливается в дунитах (перидотитах). Он как бы вытесняет из субстрата все остальные элементы, сохраняя лишь кремний и кислород в количестве, необходимом для построения кристаллической решетки оливина и ортопироксена. Изоморфные с магнием, никель, кобальт, а также хром, в свою очередь, аккумулируются в дунитах и перидотитах. Большинство других элементов (Na, K, Ca, Al, Si, Ti, P, S, Cu и др.) скапливаются в базальтовом расплаве. Базальтовый расплав обогащается железом в сравнении с ультраосновным остатком.

При выяснении генезиса магматических месторождений немаловажное значение приобретает характер дифференциации магмы. Следует различать подкорковую дифференциацию и внутрикамерную. Месторождения хромитов в геосинклинальных областях не встречаются совместно с месторождениями титановых руд, тогда как в условиях платформенных структур эти месторождения бывают приурочены к одному и тому же сложно дифференцированному массиву, примером которого может служить Бушвельд. Это дает основание считать, что в геосинклинальных областях магматический расплав ультрабазитов, формирующий месторождения хромитов, еще в подкорковых условиях отделился от базальтоидного субстрата.

Анализ распределения магматических рудных месторождений в связи с геотектоническими структурами показывает, что в большинстве случаев они возникают в зонах консолидированной коры, в геоантиклиналях и на платформах или же связаны с протяженными глубинными разломами, ограничивавшими структурно-фациальные зоны геосинклинальных прогибов. И в тех и в других геотектонических структурах подъем магматических масс совершается по глубоким расколам, далеко проникающим в мантию.

После такого сравнительно небольшого экскурса в петрологические, геохимические и геофизические проблемы остановимся на представлении о генезисе самих хромитовых руд. Анализ материала, изложенного в многочисленных публикациях, так или иначе касающихся вопросов генезиса хромитовых руд, позволяет говорить о том, что в настоящее время абсолютное большинство исследователей приходит к выводу о собственном магматическом происхождении хромитовых месторождений. Хромитовые месторождения считаются производными ультраосновной перидотитовой магмы, хотя в платформенных областях известны случаи (Бушвельд, Стиллуотер, некоторые индийские месторождения и др.), когда образование их связано с более кислой — габброидной магмой. Все глубже обосновывается положение о том, что в процессе становления интрузивов обособление хромитовых руд идет на различных этапах становления магматического очага — от самых ранних до самых поздних. Все больше становится данных о том, что хромитовые месторождения формируются на различных уровнях в интрузивном теле и что в ряде интрузивов намечаются два или три хромитоносных горизонта, приуроченных к зонам перехода от габбро-норитовой серии пород к перидотитам и от перидотитов к дунитам. Весьма характерен и «базальный», т. е. нижний хромитоносный горизонт, расположенный в сравнительной близости к постели интрузивов или в пределах подводящего канала.

Становится все более очевидным, что состав рудообразующих хромшпинелидов тесно связан с петрографическими особенностями вмещающих пород. Изучение состава хромшпинелидов массивов самых различных регионов показывает, что верхние гори-

зонты интрузивов, сложенные породами несколько более кислого состава, содержат более глиноземистые хромшпинелиды, тогда как средние и в особенности нижние зоны плутонов перидотит-дунитового и дунитового состава заключают в себе месторождения хромитов с высоким содержанием хрома.

Многие исследователи месторождений хромитов описали вертикальную зональность массивов, выраженную в смене сверху вниз относительно кислых разностей горных пород более ультраосновными. Гетерогенность каждой из зон объясняется гравитационной дифференциацией магмы в жидком состоянии, ликвацией силикатного расплава на ряд несмешивающихся жидкостей, кристаллизационной дифференциацией, а также неоднократным поступлением магмы с глубины и несмешиваемостью этих порций расплава между собой (полосчатость и перемежаемость шпиров дунитов с перидотитами, пироксенитами и т. д.).

Локализация хромитовых рудных тел объясняется не только гравитационной дифференциацией кристаллических зерен хромшпинелидов и оливина, но и состоянием магмы — ее жидкостью и вязкостью, а также перемещением отдельных магматических масс в магматической камере под влиянием тектонических сил, проявляющихся на различных стадиях кристаллизации расплава. Этим объясняются и различные морфологические типы рудных тел, на этой же основе выделяются генетические типы хромитовых месторождений.

Многие исследователи, хотя и очень осторожно, объясняют образование овоидных, нодулярных руд ликвацией магмы на окисную и силикатную жидкости с образованием окисно-силикатной эмульсии.

Некоторые из зарубежных исследователей объясняют формирование рудных тел внедрением концентрированного рудного вещества из нижних уровней плутонов или из подкоровых глубин в затвердевшие или полузатвердевшие породы более высоких горизонтов интрузивов. При этом концентрацию рудного вещества в нижних частях очагов объясняют гравитацией или ликвацией.

Почти все зарубежные исследователи при рассмотрении структурных соотношений и последовательности выделения минералов в породах и рудах исходят из представления о «сухой» магме и не учитывают роли летучих компонентов и их влияния на поведение компонентов в физико-химической системе.

Как известно, для собственно ультраосновных расплавов наиболее интересна система $MgO-Cr_2O_3-SiO_2$, изученная Кейтом (Keith, 1954). В этой системе устанавливается, что дуниты имеют состав, отвечающий эвтектике в системе оливин-хромшпинелид, а гарцбургиты по составу отвечают оливин-хромшпинелидовой котектике в системе, содержащей оливин, энстатит, хромшпинелид. Что же касается хромитовых руд, то по особенностям этой системы ($MgO-Cr_2O_3-SiO_2$) необходимо, чтобы концентрация хромшпинелидовых компонентов в исходном расплаве превыша-

ла эвтектическую и котектическую, т. е. была выше, чем 1—2%. Но известно, что кларковые содержания Cr_2O_3 в ультрабазитах значительно ниже этой величины и, следовательно, достичь рудных концентраций путем кристаллизационной дифференциации по законам этой системы не представляется возможным.

Из рассмотрения работ по хромитам выясняется, что все еще слабо изучены морфология хромитоносных плутонов, их истинные мощности, внутреннее строение, т. е. размещение петрографических фаций и особенности прототектоники.

Иногда необоснованно преувеличивается влияние пострудной тектоники на условия залегания хромитовых рудных тел. Встречаются указания, что крутопадающее залегание рудных тел обусловлено складчатыми деформациями, когда рудные тела, ранее залегавшие горизонтально, деформируются и превращаются в крутопадающие и наклонные.

Следует особо подчеркнуть, что как в нашей, так и зарубежной литературе вопрос о закономерностях размещения рудных тел в том или ином интрузиве решается в самом общем виде. Очевидна лишь преимущественная локализация «металлургического» хромита в глубинных зонах, представленных существенно дунитовыми породами, тогда как верхние горизонты плутонов несут обычно «огнеупорные» и «химические» хромиты.

Не очень большие надежды в зарубежной практике возлагаются и на геофизические методы поисков, хотя практика геофизических работ на Кемпирсайском массиве показала обратное. При применении геофизических методов в сочетании со структурно-петрографическим картированием и структурным бурением можно вскрыть закономерности размещения хромитовых месторождений, лучше понять морфологию и внутреннее строение плутонов. Важную роль играют геофизические работы и в непосредственных поисках рудных тел.

В работах зарубежных ученых привлекает внимание развитие идеи о гетерогенности магматического расплава в период его становления, обусловленной ликвацией или повторными внедрениями новых порций магмы и их несмесимостью, т. е. дифференциацией расплава в жидком состоянии. Идея эта высказывалась ранее и нашими учеными (Бетехтин, 1937; Заварицкий, 1941; Соколов, 1948 и др.). Весьма прогрессивны, на наш взгляд, представления зарубежных ученых (Вийкерслот, 1954; Петрашек, 1957 и др.) о многообразии морфологических и генетических типов хромитовых тел, возникшем вследствие различного соотношения количества и качества перемещений разнородных магматических масс в плутоне и длительности выделения хромшпинелидов в кристаллизующемся расплаве.

Все изложенные положения о генезисе хромитовых руд несомненно имеют важное значение для поисков хромитовых месторождений. Однако пока они лишь только приближают нас к

решению проблемы закономерностей размещения хромитовых рудных тел в пределах отдельных интрузивов.

В 1963 г. в Афинах был проведен симпозиум по проблеме научных основ поисков хромитовых месторождений. К сожалению, мы не располагаем полными материалами этой конференции, имеется лишь одна сводная работа Каадена (Kaaden, 1964), в которой приведены различные взгляды на генезис хромитов. В этой работе рассмотрено шесть гипотез о происхождении ультрабазитов и связанных с ними месторождений хромитов, отражающих различные представления о месте зарождения исходного материала и его состоянии в момент внедрения в земную кору. Приведем их здесь.

1. Внедрение твердого перидотитового и хромитового материала; слоистость (переменяемость) — это метаморфическое явление. Сторонники — Ровер, Рост.

2. Внедрение из перидотитового слоя реактивированной полужидкой массы («каши»). Хромиты внедрялись в кристаллическом состоянии. Сторонники Боуэн и Таттл, Тейер, Флинт, Форстер и др.

3. Внедрение перидотитовой магмы вместе с наиболее крупными хромитовыми концентрациями, которые образовались на глубине. Хисляйтнер, Викерслот, Хесс, Шмидт и др.

4. Внедрение базальтового материала, образовавшегося ниже раздела Мохо, и последующая дифференциация в лакколитах (камерах). Хромиты образуются при кристаллизационной дифференциации гравитационным путем на месте. Бийли, Бруни, Борхерт.

5. Интрузия базальтовой магмы и дифференциация ее на большой глубине, подъем ультраосновных пород тектоническими движениями в поздние эпохи вместе с хромитовыми рудами. Хельке, Донат.

6. Образование ультраосновных пород под действием местной базификации и реоморфической мобилизации пород основания при гранитизации. Бемелен.

Сам Кааден, изучая турецкие месторождения хромитов, пришел к выводу о том, что образование месторождений обязано внедрению реактивированной полужидкой массы («каши») из перидотитового слоя, т. е. из верхней части мантии. По его данным, хромиты внедрялись в кристаллическом состоянии.

Если работа Каадена освещает взгляды на генезис хромитовых концентраций в ультрабазитах, то работа Вилли «Происхождение ультрамафических и ультраосновных пород» (1969) подводит итоги знаний по проблеме происхождения самих ультрабазитов.

Петер Вилли обобщил большую серию работ, касающихся происхождения ультрамафических и ультрабазитовых пород, опубликованных в различных периодических изданиях и в книге «Ультрамафические и родственные им породы» (1967), вышед-

шей в Нью-Йорке под его редакцией, и дал критический обзор представлений о генезисе этих пород. При обсуждении терминов «ультрамафический» и «ультраосновной» указывается, что оба они имеют довольно свободное употребление, хотя первый из них применяется в классификации горных пород по минеральному составу, а второй в классификации по химическому составу. Далее указывается, что проблема петрологии ультрабазитов заключается в том, чтобы определить, какие ультрамафические горные породы представляют материал мантии и сделать выводы о процессах, которые приводят к внедрению их в земную кору. Автор дает «наброски» классификации ультраосновных горных пород, описывая одиннадцать ассоциаций, и отмечает, что некоторые из них частично перекрываются, а между некоторыми существуют постепенные переходы. Автор выделяет следующие группы:

1. Расслоенная габбро-норит-перидотитовая ассоциация в крупных интрузивах. Эта ассоциация формируется в камерах, имеющих дно, и образование их обязано кристаллизации габброидной магмы толеитового состава.

2. Ультрамафические горные породы в дифференцированных силах и малых интрузивах основного состава. Концентрация мафических минералов при кристаллизации щелочных основных и толеитовых магм. Тешенит-пикритовая ассоциация.

3. Концентрическая зональная дунит-пикритовая ассоциация. Тела цилиндрической формы диаметром менее километра, сложенные роговообманковыми пироксенитами, горнблендитами и дунитами. Формирование таких образований объясняется гравитационным расслоением при процессах фракционной кристаллизации.

4. Альпинотипная перидотит-серпентинитовая ассоциация. Эта ассоциация включает в себя крупные и мелкие тела в горных цепях и островных дугах. На разборе гипотез образования этой ассоциации автор останавливается особо.

5. Серпентиниты океанических областей.

6. Второстепенные составляющие батолитовых комплексов. Члены серии гранитных и гранодиоритовых комплексов, например: перидотит — пироксенит — горнблендит — тоналит — гранодиорит — гранит.

7. Щелочные ультраосновные породы в кольцевых комплексах. Эти комплексы встречаются в стабильных или структурно ослабленных регионах континентов.

8. Кимберлиты. Трубки или диатремы, дайки и покровы.

9. Ультраосновные лавы.

Продукты осаждения кристаллов оливина до и после излияния на поверхность лавы основного состава. Обогащение оливином за счет дифференциации течения в момент излияния.

10. Ультраосновные нодули.

В лавах и диатремах содержатся различные включения или нодули ультраосновного состава. Они могут быть родственными (кумулятами) или случайными (экзотическими) ксенолитами.

11. Метасоматические и метаморфические ультраосновные и ультрамафические породы. Любые из всех вышеназванных комплексов могут быть вовлечены в процессы регионального метаморфизма или подвергаться процессам метасоматоза.

Остановившаяся на петрогенезисе ассоциаций горных пород, автор приводит и обсуждает сводку гипотез о возможном физическом состоянии материала мантии и процессах, контролирующих подъем этого материала и внедрение его в земную кору. Все ассоциации делятся на три группы: а) расслоенные, стратиформные интрузии, б) щелочные ультраосновные породы и кимберлиты и в) перидотит-серпентинитовые ассоциации орогенических поясов.

Опуская рассмотрение петрогенезиса двух первых групп, остановимся на анализе третьей группы ассоциаций. Автор указывает, что анализ петрогенезиса перидотит-серпентинитовой ассоциации осложняется широким развитием в них процессов метаморфизма. Он отмечает также, что в дискуссиях по проблеме ультраосновных магм заметна тенденция игнорировать габбро и вулканические породы основного состава, которые почти неизменно ассоциируют с перидотитами или серпентинитами, или связывает их с другими стадиями орогенической и магматической активности.

Современные гипотезы о происхождении описываемой ассоциации сведены им в четыре группы.

Группа 1. Гипотезы, в которых используется концепция жидкой ультраосновной магмы (сторонники — Тейлор, 1967; Онуки, 1965).

Группа 2. Гипотезы, объясняющие происхождение ультраосновных пород концентрацией мафических минералов из расплава основного состава (сторонники — Грин, 1967; Миширо, 1966; Челлис, 1965).

Группа 3. В эту группу включены гипотезы, предполагающие, что ультраосновные породы, или перидотит-габбровые ассоциации, являются представительными образцами части мантии: Тейер (1967) считает, что внедряется безводная каша кристаллов; Хесс (1960) считает их поднятыми твердыми блоками океанической коры; Дитц (1963) предполагает, что расширение дна океанов может приводить к тектоническому внедрению серпентинитов в осадки континентального склона.

Группа 4. Представлена гипотезой, которая приложима к ультрамафическим породам, повторно внедренным вверх на много километров. Гипотеза предполагает, что перидотиты любого происхождения становятся альпинотипными, если вовлекаются в процессы регионального метаморфизма и деформаций. Общей чертой этих пород является тектоническое перемещение и повтор-

ное внедрение (Ден Текс, 1965). Автор, ссылаясь на высказывания Хесса, отмечает, что между полевыми геологами и петрологами-экспериментаторами происходит дискуссия в связи с тем, что первые на основе своих исследований устанавливают образование тел ультраосновных пород путем внедрения жидкой ультраосновной магмы, а вторые отрицают возможность существования этого материала в виде жидкой магмы в допустимом интервале температур.

В заключение автор указывает, что для ультрамафических пород орогенических поясов гипотеза твердого внедрения получила достаточно широкое распространение. Однако, как это видно из проведенного нами обзора представлений о генезисе хромитовых руд, проблема эта однозначно не решена, и многие факты, добытые геологической наукой, не укладываются в схему холодного внедрения мантийного материала в верхние горизонты земной коры.

В 1969 г. вышла в свет книга «Магматические рудные месторождения» под редакцией Вильсона (Wilson, 1969). В этом сборнике помещено девять статей, характеризующих хромитовые месторождения платформенных и складчатых областей. Наряду с описанием месторождений в статьях рассмотрены и генетические вопросы. Авторы статей обосновывают подкорковый источник вещества ультрабазитов и его дифференциацию в мантийных условиях. В 1970 г. опубликована статья Тейера (Thayer, 1970) «Хромитовые скопления как петрогенетические индикаторы», в которой автор обосновывает положение о полном плавлении перидотитового субстрата в верхней мантии, а для перидотитовых массивов складчатых областей делает попытку доказать, что «дифференциация путем осаждения кристаллов является одним из процессов, действующих в верхней мантии».

В нашей литературе также имеются работы, обсуждающие проблему происхождения ультраосновных и основных пород с позиций их тектонического положения. А. Л. Книппер в статье «Породы мантии на поверхности Земли» обобщил представления сторонников «холодного» внедрения ультрабазита и противопоставил их магматической гипотезе. Однако при обсуждении магматической гипотезы допущено много вольных толкований и искажений фактических данных.

Первое положение, которое обосновывает автор, сводится к тому, что зарождение ультраосновного расплава (магмы) выше волновода Гутенберга в верхней мантии и мало вероятно и даже невозможно. Но ведь большинство петрологов и геохимиков придерживаются именно того мнения, которое высказано Гутенбергом, что только в волноводе, т. е. на глубинах 60—250 км (как их определил Гутенберг) возможно зарождение магматических подкорковых основных и ультраосновных расплавов. Поэтому рассуждения о различной плавкости базитов и ультрабазитов и сопоставлении их температур плавкости с кривой распределения тем-

ператур внутри земной коры и верхней мантии ничего нового к уже известному не прибавляют. В этих рассуждениях, однако, допускается одна неточность при утверждении, что инородные включения в базальтах, представленные ультраосновными породами («нодули») являются — «кусками мантии» и что ультраосновные породы «нодулей» по минеральному и химическому составу тождественны породам массивов ультрабазитов в складчатых поясах.

Однако мнения о природе нодулей различны. Как справедливо отмечает Вилли (1969), их считают не только образцами первичного состава мантии, но и остаточным материалом мантии после выплавки базальта, а также ксенолитами, захваченными в пределах земной коры и образовавшимися как донные кумуляты в промежуточных резервуарах, или в крайнем случае при подъеме магмы.

Вероятно, что все эти процессы могут быть причастны к образованию нодулей. Но инородные включения в базальтах и кимберлитах, к тому же по составу весьма различные, не могут однозначно отвечать составу вещества мантии. Далее автор утверждает, что «высокотемпературный метаморфизм в породах, окружающих ультрабазиты, отсутствует» и заявляет, что «одного этого достаточно, чтобы убедить в невозможности такого (магматического — Н. П.) способа внедрения ультраосновной магмы». Здесь автор также искажает известные факты. Наличие в контактах ультрабазитов с вмещающими породами пироксенов, гранатов, везувиана, амфибола и других минералов указывает на высокотемпературную минерализацию — это минералы скарнов, а скарновый процесс относится к высокотемпературному. Другое дело (что остается большой загадкой и одной из важных проблем геологии ультрабазитов), что такие ореолы и зоны минерализации невелики и встречаются не повсеместно. Вероятно, это частично связано с широко развитыми срывами и обмятием контактов ультрабазитов и вмещающих пород, так как после становления интрузивов они переживают орогенный этап развития геосинклинали. Отрицая наличие высокотемпературной минерализации в экзоконтактах с вмещающими породами, автор однако признает все же средне- и низкотемпературную минерализацию в окружающих породах. Эта минерализация объясняется им разогревом серпентинитов при движении, сопровождающемся трением отдельных блоков и пластин друг о друга и об окружающие породы. Разогрев вызывает десерпентинизацию. Выделяющаяся при этом вода и производит контактовые изменения боковых пород.

По логике вещей следовало бы ожидать, что в зонах контактов в серпентинитах массивов должны бы находиться десерпентинизированные породы, состоящие из оливина и пироксена. Но большой фактический материал по ультрабазитам показывает, что, как правило, по периферии массивов развита наиболее интен-

сивная серпентинизация, а по мере перехода к внутренним частям она заметно убывает. При картировании такие приконтактные зоны повышенной серпентинизации выделяются в виде самостоятельной разновидности серпентинитов, нередко именуемой «змеевиками».

Еще одно противоречивое утверждение автора резко выделяется. Он заявляет, что внутри почти каждого массива встречаются самые разнообразные по величине включения пород, не имеющие отношения к ультрабаазитам (кристаллические сланцы, мраморы, габбро, базальты, известняки и т. д.). Однако несколькими строками ниже автор сам же отмечает тот факт, что «...все эти породы встречаются только среди рассланцованных, брекчированных и перетертых серпентинитов и никогда не были найдены внутри массивов перидотитов и дунитов». Но ведь именно такие массивы в геосинклинальных областях резко преобладают над серпентинитовыми массивами, в которых утрачен первичный облик пород.

Неверно также утверждение, что для перидотитов и других ультраосновных пород характерна равномернозернистая структура.

Обсуждая возможную роль промежуточных очагов, из которых магма могла поступать в камеры плутона, автор указывает, что «...мы бы увидели крупные кристаллы оливина и пироксена, сцементированные слабораскристаллизованной массой. В перидотитах ничего даже близко похожего на это не наблюдается». Как раз, наоборот, в перидотитах весьма часто можно наблюдать два семейства породообразующих минералов и их порфирированное сложение. Неверно также, что «Гипотезе магматической «каши» противоречит отсутствие ориентированного расположения минералов первой фазы кристаллизации». Уже многие исследователи установили ориентировку пироксенов и оливинов крупного семейства в перидотитах (Рудник, 1965; Кравченко, 1969 и др.). Рассмотренный арсенал фактов, которыми оперирует автор, да еще с такими искажениями, неминуемо должен был привести к полному отрицанию магматической гипотезы.

Теперь посмотрим как обосновывается гипотеза холодного внедрения ультрабаазитов (протрузивная гипотеза). Отправным пунктом в обсуждении этой гипотезы служит то, что вещество мантии Земли по составу отвечает ультраосновным породам (перидотитам и дунитам). Это вещество способно в твердом состоянии перемещаться на большие расстояния из верхних горизонтов мантии в земную кору и к поверхности Земли. Автор указывает, что все трудности, с которыми сталкивается магматическая гипотеза, «легко разрешаются, если предположить, что гипербаазиты — это нерасплавленные блоки мантий, поступившие в поверхностные части земной коры из верхней мантии». Процесс проникновения вещества из мантии Земли в осадочные и вулканогенные толщи верхней части земной коры представляется следующим

образом. В результате возникновения глубинных разломов в земной коре и верхней мантии происходит дробление мантийного вещества. Процессы сжатия приводят в движение передробленную массу, состоящую из обломков, сцементированных ультраосновным милонитом. В твердом состоянии эта масса начинает передвигаться вверх в область пониженных давлений и температур, где начинается ее серпентинизация. Из приведенного объяснения механизма зарождения протрузий следует, что мантийное вещество, которое, по мнению автора, то же самое, что и ультрабазиты, еще до серпентинизации было способно перемещаться на более высокие уровни в земной коре.

В природных условиях, где ультрабазиты не очень сильно серпентинизированы, мы не встречаем передробленных и милонитизированных пород, а обычно это полнокристаллические породы массивного сложения. Трудно допустить, что тела, имеющие иногда несколько тысяч кубических километров по объему, могут перемещаться по разломам в твердом состоянии, не будучи раздробленными. В таких массивах дробление, брекчирование и милонитизация наблюдаются лишь в тектонических зонах, образовавшихся после становления пород. Автор обращается к опытам, которые провели с серпентинитами и серпентинизированными гипербазитами И. В. Лучицкий и др. (1967) и Релей (1967).

На основе этих данных делается вывод, что «лабораторные эксперименты не только подтверждают возможность внедрения альпинотипных серпентинитов в виде протрузий, но даже указывают, каким способом это происходит». Однако такое заключение из этих экспериментов, да еще в такой категорической форме не может быть сделано по той причине, что в породах, слагающих ультраосновные массивы, отсутствуют признаки дробления и милонитизации зерен оливина и пироксена.

Существование серпентина как минерала на глубинах верхней мантии маловероятно. Об этом автор и сам упоминает, когда обсуждает механизм внедрения мантийного материала в верхние части земной коры.

Поэтому явление протрузии и диапиризма серпентинитов может быть применено только к условиям верхних горизонтов земной коры, где может быть устойчивым серпентин. Серпентинизированные в различной мере ультраосновные породы, в тектонически мобильных зонах земной коры действительно могут перемещаться, отжиматься в замки складок и т. д., но это протрузии в понимании Ч. Лайеля.

Твердое мантийное вещество в области, где серпентин неустойчив, обладает совершенно иными физико-механическими свойствами, и нельзя переносить свойства серпентина на это вещество. Если обратиться к справочным руководствам по упругим свойствам породообразующих минералов и горных пород (Беликов и др., 1970) и сравнить свойства серпентинитов с перидотитами или серпентина и оливина по ряду параметров, то мы

найдем их огромные различия. Вот данные по модулю упругости некоторых пород и минералов.

	ϵ	G	K
Перидотиты неизменные . . .	15,5	6,07	11,7
Оливиниты неизменные . . .	16,6	6,5	12,4
Дуниты серпентинизированные	7,9	3,0	6,6
Серпентиниты	5,1	1,94	4,6
Известняки	8,1	3,1	7,5
Эклогиты из ксеонолитов в кимберлитах	16,4	6,6	10,5
Оливин (форстерит)	20,0	8,0	13,1
Кальцит	8,1	3,1	7,5
Гипс	4,1	1,50	4,26
Галит	3,7	1,5	2,45

Приведенные данные по упругим свойствам пород и минералов показывают, что если серпентиниты и сильно серпентинизированные ультраосновные породы сближаются по своим упругим свойствам, например, с карбонатными породами, обладающими большой пластичностью, то существенно оливиновые породы имеют совершенно иные физико-механические свойства.

Резюмируя сказанное по статье А. Л. Книппера, следует отметить, что автор хотя и назвал свою статью «Породы мантии на поверхности Земли», не убедил читателя в том, что:

1. Ультраосновные породы — перидотиты, дуниты, серпентиниты являются породами мантии на поверхности Земли. Правильнее было бы считать эти породы производными мантийного субстрата, состав которого значительно сложнее.

2. Отвергая магматическую гипотезу образования ультрабазитов, автор не учел всю совокупность фактических данных, накопленных петрографами.

3. Обосновывая гипотезу холодного внедрения ультрабазитов, автор в термин «протрузия», предложенный Лейеллем, вкладывает иной смысл. Лейелль протрузией называл проникновение изверженных (интрузивных) масс после их кристаллизации в более поверхностные слои земной коры, автор статьи протрузией называет перемещение вещества мантии в земную кору.

4. Предложенный автором механизм внедрения ультраосновных пород как вещества мантии неприемлем по той причине, что ультраосновные породы по своим физико-механическим свойствам совершенно иные, чем серпентиниты, а признаки течения твердых ультрабазитов в результате дробления и милонитизации зерен оливина и пироксена отсутствуют.

Итак, как отмечалось выше, в настоящее время нет сомнений в том, что вещество ультраосновных пород имеет глубинное подкоровое происхождение. За последние годы широко обсуждается вопрос, на каких глубинах и в каких частях верхней мантии ге-

нерируется это вещество и в каком состоянии оно находится в период зарождения и при последующих поступлениях в земную кору.

Обширная литература по этой трудной проблеме весьма разноречива и дискуссионна, особенно в той ее части, когда рассматривается состояние вещества в момент поступления в земную кору. Много неясного и в вопросе состава мантийного вещества, из которого образуются ультрабазиты. Ниже мы коснемся обсуждения состава и состояния вещества только пород хромитоносных формаций, опуская из рассмотрения все другие комплексы пород и формации, в которых присутствуют ультрабазиты.

Оценка состава вещества верхней мантии основана на данных, получаемых на поверхности Земли и из Космоса. Многие ученые проводят аналогию состава метеоритов с составом вещества верхней мантии. Инородные включения в щелочных базальтах и кимберлитах, которые большинством исследователей признаются как подкоровые образования, возможно указывают на значительную неоднородность состава верхней мантии, так как состав этих включений весьма разнообразен.

Не подлежит сомнению, что на сегодня представления о составе мантии носят сугубо гипотетический характер. Тем не менее, анализ всего имеющегося фактического материала позволил Грину и Рингвуду (1968) дать количественную химическую оценку протовещества, названного ими пиролитом, в какой-то мере характеризующего состав верхней мантии. А. П. Виноградов, исходя из представлений о том, что мантия Земли сформировалась в результате агломерации космического вещества и имеет состав, аналогичный хондритам, осколочным и брекчиевидным метеоритам, также дает примерный химический состав вещества мантии. Идя разными путями, ученые, занимающиеся этим вопросом, приходят к заключению, что химический состав мантийного вещества отличается от состава перидотитов и дунитов несколько большим содержанием SiO_2 — 43 вес.%, большим содержанием Al_2O_3 — 4%, $\text{CaO} > 2,5\%$, меньшим содержанием $\text{MgO} \approx 39\%$. Кроме того, содержание щелочей в пиролите заметно выше содержания их в перидотитах (~ 1 вес.%). По геофизическим данным устанавливается, что зарождение вещества ультрабазитов (и базитов) на континентах происходит на глубинах от 60 до 250 км (волновод Гутенберга, 1964). Экспериментальные данные и изучение инородных включений в базальтах и кимберлитах косвенно указывают на зарождение вещества шпинелевых перидотитов (в том числе и хромитоносных) в более верхних горизонтах мантии в сравнении с гранатовыми перидотитами, распространение которых крайне ограничено и на поверхности земли (известны пока в ЧССР и Норвегии в докембрийских кристаллических сланцах).

Переходя к рассмотрению тектонического положения ультраосновных хромитоносных плутонов, отметим, что во всех геосин-

клинальных областях они образуют пояса различной протяженности и приурочены к региональным разломам различного порядка.

Установлено, что наиболее хромитоносные интрузивы, обычно обладающие наиболее крупными размерами, размещаются в зонах сочленения региональных структур геосинклиналей, а более мелкие и менее хромитоносные — приурочены к разломам, находящимся внутри таких структур. Это весьма четко устанавливается, например, на Урале, где размещается несколько поясов массивов ультрабазитов, приуроченных к крупным разломам, отделяющим одну региональную структуру от другой, и к разломам, размещенным на крыльях погружений, прогибов или синклинальных зон. Данных о времени заложения глубинных разломов в большинстве случаев не имеется, однако установлено, что некоторые из них включают разновозрастные массивы, что указывает на неоднократность тектонических движений в период формирования геосинклинальных зон.

Для подавляющего большинства хромитоносных массивов характерна связь с начальными этапами развития геосинклиналей и размещение в эвгеосинклинальных зонах, хотя известны примеры нахождения их и в миогеосинклиналях (Сарановские массивы и др.). Различный петрографический состав интрузивов, их слабая или, наоборот, значительная дифференцированность, различная степень насыщения хромитовыми обособлениями, однородность и разнородность химического состава рудообразующего хромшпинелида в рудных скоплениях в пределах того или иного массива в значительной мере являются следствием различного характера тектонических движений в глубинных разломах, являющихся подводными каналами, по которым транспортировалось вещество ультрабазитов в земную кору. В тех случаях, когда подводный канал длительное время был способен пропускать массы глубинного вещества ультрабазитов, интрузивные тела, как правило, состоят из значительного числа петрографических фаций, содержат хромитовые руды различного химического состава и обладают весьма сложным внутренним строением с тенденцией размещения более кислых разновидностей ультрабазитов (включая и базиты) в верхних горизонтах и более ультраосновных — в нижних. Когда глубинный разлом, по которому поступало вещество ультрабазитов, в результате тектонических движений относительно быстро замкнулся и «отшнуровалась» только какая-то порция этого вещества, интрузив обычно слабо дифференцирован и содержит хромшпинелиды в рудах близкого химического состава. Породы, слагающие интрузивы, содержат незначительное количество дунитов или вовсе их лишены и представлены перидотитами, лерцолитами, гарцбургитами и даже пироксенитами и габбро, а рудообразующие хромшпинелиды имеют среднее и низкое качество — более железистые или высокоглиноземистые.

Теперь рассмотрим вопрос о том, в каких формациях и комплексах известно наличие концентраций хромитов как промышленных, так и непромышленных. Следует указать, что ультраосновные породы часто находятся в тесной ассоциации с габброидной серией пород. Подавляющее большинство их приурочено к поясам геосинклинально-складчатых областей и в резко ограниченном количестве они развиты на платформах.

Формации, в которых известны аксессуарные или акцессорные и рудообразующие хромшпинелиды в геосинклинальных областях, следующие — перидотитовая (в некоторых регионах, например, на Урале, ее именуют дунит-гарцбургитовая), дунит-пироксенит-габбровая, перидотит-габбро-норитовая (в миогеосинклинальных зонах) и горнблендит-кортландитовая.

На платформах хромшпинелидсодержащие формации таковы: щелочно-ультраосновная, кимберлитовая, диабаз (долерит)-пикритовая и габбро-норит-перидотитовая (расслоенная, стратиформная). Из всех названных петрографических формаций в различной степени промышленно хромитоносными могут быть названы в геосинклиналиях: перидотитовая (часто именуемая альпинотипной) и перидотит-габбро-норитовая (Сарановский тип); в платформенных областях только одна формация — габбро-норит-перидотитовая (стратиформная).

Здесь уместно остановиться на весьма распространенном в литературе термине «альпинотипные» ультрабазиты. Часто этот термин употребляется для всех массивов ультраосновных пород, находящихся в геосинклинальных структурах в отличие от ультрабазитов, размещенных на платформах и щитах, которые именуются «стратиформными», «расслоенными», «кольцевыми» и т. д.

Необходимо более строго подходить к термину «альпинотипный», ибо описано много ультраосновных массивов, находящихся в геосинклиналиях, сложенных слабо измененными породами, и которые имеют нормальные интрузивные контакты с вмещающими породами с ореолами эндогенной минерализации (интрузив Ред-Хилл в Новой Зеландии; некоторые ультраосновные массивы Аляски, Японии, Урала и т. д.). Ультраосновные массивы становятся альпинотипными в тех случаях, когда они вовлекаются в процессы тектонических перемещений, повторного внедрения, после их кристаллизации на других глубинах и ясно выраженного метаморфизма. Таким образом, как нам представляется, альпинотипными ультраосновными породами следует называть только те из них, которые имеют вторичное залегание, а породы, слагающие их, обладают высокой степенью метаморфизма. Поэтому следует отметить, что в геосинклинальных областях имеются как собственно интрузивные тела, относящиеся к той или иной формации, так и тела, тектонически перемещенные в твердом состоянии (протрузии в понимании Ч. Лайеля), к которым наиболее подходит термин альпинотипные.

Из рассмотрения проблемы генезиса ультраосновных пород и хромитовых месторождений вытекают следующие основные выводы:

1. Глубинный источник вещества ультраосновных пород и хромитовых месторождений не вызывает сомнения. Поступление вещества идет по разломам из подкоровых глубин.

2. Состояние ультраосновного вещества, включая и хромитовые концентрации, в этап внедрения в камеру плутона остается еще окончательно не выясненным — была ли это расплавленная масса или это была «каша» кристаллов с незначительным количеством интерстициальной магматической жидкости. Геологические данные, однако, указывают, что это было достаточно подвижное, пластическое вещество.

3. Физико-химическая экспериментальная система $MgO-Cr_2O_3-SiO_2$, выполненная Кейтом (1954), не способна объяснить концентрацию хрома путем кристаллизационной дифференциации, при тех кларковых содержаниях хрома, которые известны для ультрабазитов.

4. Вероятно, гетерогенность ультраосновного вещества возникает еще в астеносферном слое при магнообразовании или на больших глубинах, в промежуточных очагах, а не в камере плутона и, возможно, обязана процессам ликвации с участием летучих. Однако этот механизм еще не ясен и экспериментально не изучен.

5. В камере плутона вещество достаточно подвижно, формирование и окончательное становление хромитовых руд подчиняется прототектонике и особенностям морфологии данной камеры.

Из наиболее важных первоочередных задач в вопросах генезиса хромитовых руд и ультраосновных пород, по нашему мнению, следует считать:

По разделу рудно-петрографических исследований.

1. Расчленить перидотитовую (габбро-перидотитовую по Ю. А. Кузнецову) формацию на ряд субформаций в зависимости от состава пород и руд и особенностей состава породообразующих и аксессуарных минералов. Возможно это наметит уровень глубинности зарождения магм различных субформаций;

2. Более углубленно изучить гетерогенность пород в интрузиве на основе химического состава породообразующих минералов и аксессуаридов.

3. Осуществить новый этап исследований формы, внутреннего строения и прототектоники плутонов с целью установления их влияния на размещение и морфологию хромитовых рудных концентраций.

4. Углубить изучение постмагматических процессов, связанных со становлением интрузий, и расчленить различные процессы метасоматического и метаморфического преобразования, десерпентинизацию и перекристаллизацию ультраосновных комплексов.

сов пород. Установление четких признаков различно измененных пород поможет реставрации их первично магматической природы.

5. Дальнейшее углубленное изучение активных контактов тел ультрабазитов с вмещающими породами, с целью выяснения термодинамических условий становления интрузивов.

6. Изучение минералогии, геохимии, структур и текстур, порядка кристаллизации хромитовых руд, с целью более углубленного анализа их становления и выделения генетических типов месторождений.

По разделу экспериментальных работ.

1. В системе $MgO-Cr_2O_3-SiO_2$ изучение поля ликвации с добавками в систему летучих компонентов таких, например, как MgF_2 , CaF_2 , H_2O и др.

2. Более детальная экспериментальная проработка псевдобинарного сечения $Mg_2SiO_4-MgCr_2O_4$ тройной системы $MgO-Cr_2O_3-SiO_2$. Количество опорных экспериментальных данных в этом сечении у Кейта крайне ограничено, а некоторые данные, дополнительно полученные А. Т. Базилевским, недостаточны.

Глава II

Особенности геологического строения,
петрографического состава
хромитового оруденения
некоторых хромитоносных массивов
геосинклинальных областей

УЛЬТРАОСНОВНЫЕ МАССИВЫ КУБЫ И ИХ ХРОМИТОНОСНОСТЬ

В настоящем разделе освещаются результаты первого этапа работ по изучению хромитоносности ультрабазитов Кубы.

Целью этих работ было выяснение геологической позиции интрузивов, изучение основных черт их внутреннего строения, петрографического состава, минерально-геохимических особенностей пород и хромитовых руд. Основной задачей исследований являлась оценка перспектив хромитоносности ультрабазитов Кубы. При полевых исследованиях нам удалось ознакомиться с районами наиболее интенсивного развития ультраосновного магматизма на территориях провинций Ориенте и Камагуэй. В пределах первой провинции в районе гор Сьерра-де-Нипа были осмотрены наиболее значительные хромитовые месторождения Каледония и Касимба, а также ряд более мелких, таких как Томайо, Карлос и др. Проведено 8 маршрутных пересечений бортов массива для выявления особенностей петрографического состава и строения района. В районе гор Сьерра-дель-Кристалль изучалось строение только северного борта массива. В районе Моа мы ознакомились с месторождениями групп Кайо-Гуан, Хромита, Дельта, Потоси, Мельба и петрографией массива, а в районе р. Сагуа де Танамо изучались соотношения ультрабазитов с вмещающими породами.

В другом также крупном хромитоносном районе — массиве Камагуэй нами были осмотрены карьеры всех наиболее крупных месторождений и ряд мелких. При решении петрографических вопросов значительное внимание было уделено соотношению габброидов и ультрабазитов. На массивах районов Ольгин и Санта Клара изучались в основном тектонические преобразования гипербазитов.

Авторы выражают глубокую признательность сотрудникам Геологического института Академии Наук Кубы И. Ф. Альбеару и Ф. Формелю-Кортина, способствовавшим проведению работ, и руководству Института минеральных ресурсов Кубы, любезно предоставившему нам все необходимые фондовые материалы.

Искреннюю благодарность мы приносим также Д. Пратсу за помощь в переводах кубинской геологической литературы.

Ультрабазиты Кубы

Ультраосновные породы имеют на территории Кубы весьма широкое распространение, занимая около 4% ее площади. Их выходы известны на протяжении 900 км вдоль северного побережья острова. Ультрабазиты Кубы являются только частью огромного пояса развития гипербазитов, имеющего по Хессу протяженность более 8 тыс. км.

Массивы ультрабазитов располагаются на стыке двух региональных структур первого порядка эвгеосинклинали и миогеосинклинали, тяготеют к зоне глубинного разлома, их разделяющей, и размещаются в антиклинорных структурах эвгеосинклинали (фиг. 1).

Их положение в стратиграфическом разрезе вполне определено. Они прорывают отложения юры, нижнего и верхнего мела, до кампана включительно, и перекрываются комплексом более молодых отложений, начиная от маастрихта. При этом в основании маастрихтских отложений содержится обломочный материал ультрабазитов.

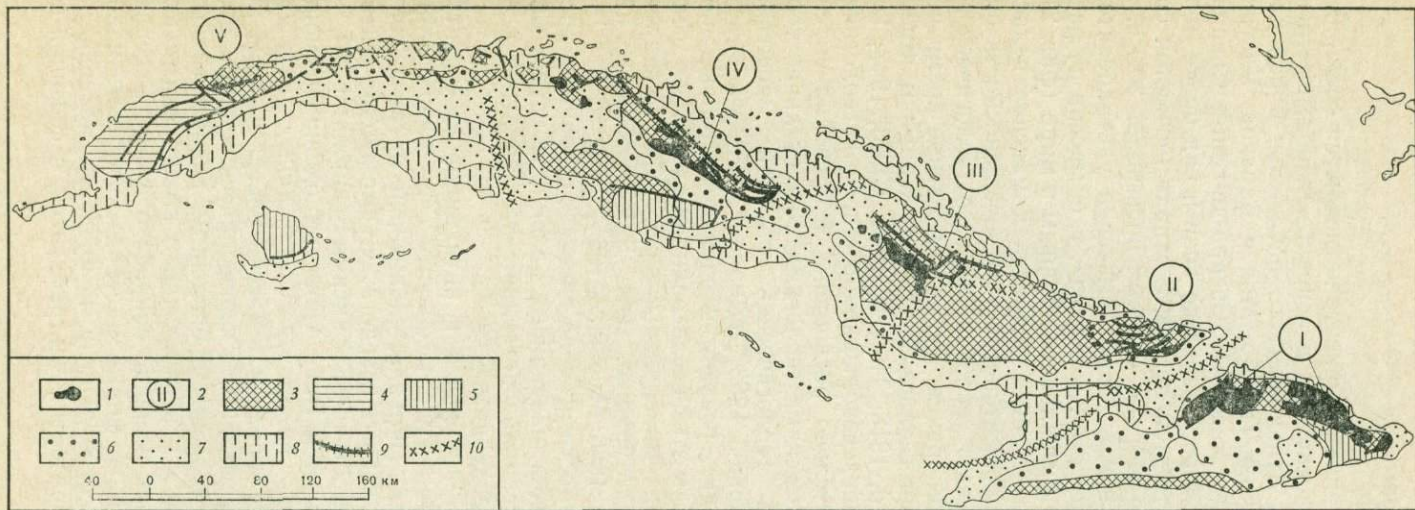
Такое их положение дает основание определять возраст внедрения ультрабазитов как послекампанский предмаастрихтский.

Имеются данные о проявлении ультрабазитов среди древнего метаморфического комплекса доюрских (?) отложений, роль которых в истории геологического развития и металлогении Кубы пока не ясна (Лисицын, 1969).

В тесном пространственном сопряжении с ультрабазитами находятся тела интрузивных габброидов, уступающие им в масштабах проявления.

В целом на Кубе отчетливо и полно проявлена офиолитовая формация — ассоциация родственных пород, отвечающих начальному этапу развития геосинклинали — этапу прогибания эвгеосинклинальной зоны. Эффузивные члены офиолитовой формации представлены преимущественно меловым вулканогенным комплексом основного и среднего состава, интрузивные ее члены — массивы ультраосновных и основных пород. В орогенный этап развития Кубинской геосинклинали ультрабазиты претерпели тектонические воздействия. Наиболее крупные тела реагировали на них раскалыванием и блоковыми перемещениями. Маломощные бескорневые тела участвовали в складчатости вместе с вмещающими породами.

Размещение массивов вдоль зоны Главного Кубинского разлома неравномерное. Площади выхода ультрабазитов на современном эрозионном срезе в целом возрастают с запада на восток. Наиболее крупные по площади и мощности интрузивы расположены на северо-востоке провинции Ориенте.



Фиг. 1. Положение ультрабазитов в геологической структуре Кубы

- | | | | |
|---|--|--|---|
| 1 — ультрабазиты; | 3 — антиклинорные зоны и антиклинальные поднятия (Cr, Y); | комплексами домелового возраста; | 8 — плиоцен — четвертичные зоны опусканий; |
| 2 — районы развития ультраосновных пород; | 4 — мегаантиклинорий Пинардель-Рио (Y); | 6 — синклинорные зоны и синклинальные прогибы (Pg); | 9 — разломы зоны сочленения эв- и миогеосинклинали; |
| I — Маяри-Бараков, | 5 — ядра антиклинориев и горстовые выступы, сложенные метаморфическими | 7 — олигоценые (?) и миоценовые наложенные структуры с отложениями впадин и чехла; | 10 — зоны резкого перепада аномалий силы тяжести |
| II — Ольгин, | | | |
| III — Камагуэй, | | | |
| IV — Санта-Клара, | | | |
| V — Пинар-дель-Рио; | | | |

Массив Маяри-Баракоа

На северо-востоке провинции Ориенте встречаются обширные площади развития ультраосновных и основных пород, протягивающиеся полосой вдоль Атлантического побережья в районах г. Маяри, Никаро, Сагауа-де-Танамо, Моа и Баракоа. Ультрабазитами сложены горные массивы Сьерра-де-Нипа, Сьерра-дель-Кристалль, Сьерра-де-Моа, Сьерра-де-Тоар и ряд более мелких. Общая протяженность этой полосы с запада на восток составляет около 150 км, ее ширина местами превышает 30 км.

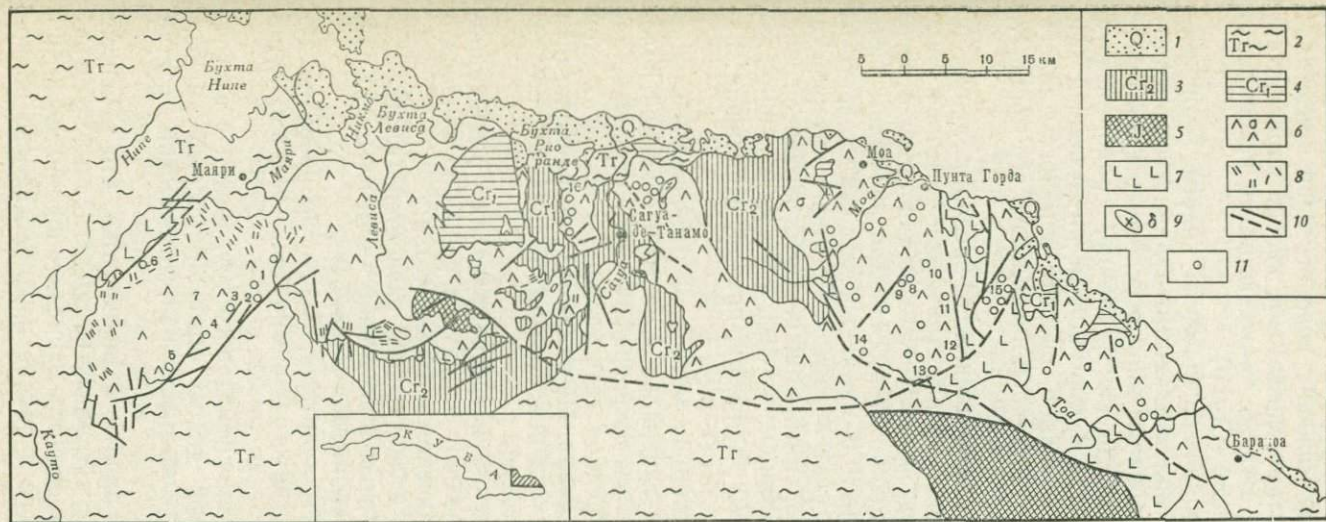
Общая площадь отдельных выходов массива ультрабазитов на поверхность приближается к 2,5 тыс. км², т. е. массив по размерам может быть отнесен к наиболее крупным в мире (фиг. 2).

С середины прошлого столетия в пределах массива велась добыча хромитовых руд. Хромитоносность и никеленосность определили интерес к изучению особенностей его геологического строения и истории формирования. Район длительное время исследовался американскими геологами (Hoyes, Waughan, Spenser, 1901; Burch, Burchard, 1918; Thayen, 1942; Guild, 1947; Lewis, Straczek, 1955). В послереволюционный период геологические работы были значительно расширены и проводились совместно кубинскими и советскими геологами. Значительная территория была покрыта геологической съемкой масштаба 1 : 50 000 (Адамович, Чехович, 1963), выполнен большой объем работ по поискам, разведке, ревизии и оценке месторождений хромитовых руд. Материалы этих исследований находятся в фондах Кубинского института минеральных ресурсов (Кенарев, Дроботов, 1963; Кенарев, Мурашко, 1964; Демин, Косарецкий, 1966; Мурашко, Ларионов, 1966; Мурашко, 1966).

Ознакомление с особенностями геологического строения и хромитоносности ультрабазитов названного района, а также обобщение упомянутых материалов позволяют нам прийти к следующим основным представлениям.

Массив ультрабазитов приурочен к антиклинорию структуры Маяри-Баракоа, к которому с юго-востока примыкает горстовый массив Сьерра-дель-Пурьяль, сложенный метаморфическими комплексами домелового возраста. С юго-запада антиклинорий окаймляется Восточно-Кубинским синклиналием, с запада — впадиной Какокум и Байя Нипе, выполненным мощным комплексом неоген — палеоген — четвертичных отложений. Последние не только обрамляют массив ультрабазитов, но в значительной мере перекрывают его периферические части. Это обстоятельство, а также широко проявленные дизъюнктивные нарушения в зоне контакта ультрабазитов с вмещающими породами, сильно затрудняют решение вопроса о форме массива.

В основу представлений о форме массива могут быть положены следующие фактические данные. В пределах массива на протяжении всей полосы развития ультрабазитов, в северной ее



Фиг. 2. Схема геологического строения района массива Майари-Баракоа (составлена по материалам А. Ф. Адамовича, В. Д. Чеховича и В. И. Кеварева)

- | | | | |
|---|---|---------------------------------|-----------------------------|
| 1 — четвертичные отложения; | 6 — ультраосновные породы; | 10 — тектонические нарушения, | 7 — Касимба, |
| 2 — третичные терригенно-карбонатные отложения; | 7 — габбро-диабазы, габбро-оливиновое габбро; | предполагаемые и установленные; | 8 — Хромита, |
| 3 — маастрихтские туфогенно-обломочные отложения; | 8 — дайковая серия верхнемелового интрузивного комплекса; | 11 — месторождения хромитов: | 9 — Кафо-Гуан, |
| 4 — нижнемеловые эффузивы спилит-диабазовой формации; | 9 — позднемеловые кварцевые диориты; | 1 — Каледония, | 10 — Нарцисс, |
| 5 — юрские метаморфические сланцы; | | 2 — Эстрейя-де-Майари, | 11 — Дельта, |
| | | 3 — Каракол, | 12 — Мельба, |
| | | 4 — Кучита, | 13 — Мерседита, |
| | | 5 — Хуанита, | 14 — Ярей, |
| | | 6 — Томайо, | 15 — группа Потоси, |
| | | | 16 — группа Сагуа-де-Танамо |

половине в ряде обособленных участков известны выходы вулканогенно-осадочных пород мелового возраста. Они представлены нижнемеловыми диабазами, спилитами, иногда порфиритами с прослоями лавобрекчий, а также полимиктовыми песчаниками и алевролитами верхнего мела ($Сг_2$ ср).

Во впадинах речных долин наблюдаются пологие контакты между ультрабазами и нижележащими вулканогенно-осадочными отложениями. Эти контакты иногда осложнены тектоническими нарушениями, но местами, как например, в районе Сагуаде-Танамо, можно наблюдать и нормальный интрузивный контакт ультрабазитов. Это позволяет говорить о пологом залегании тела ультрабазитов и относительно небольшой его мощности в северной части интрузива.

Геофизические работы, проведенные в пределах депрессии Байя-Нипе с точками опорной гравиметрической сети на площади развития ультрабазитов, расположенной к востоку от этой депрессии, установили в районе Маяри-Никаро аномалии силы тяжести интенсивностью до 150 миллигал, что свидетельствует о значительной мощности ультрабазитов. Согласно интерпретации этих геофизических данных мощность ультрабазитов определяется здесь в 10—12 км. Ю. Л. Семенов (1968) оценивает мощность массива в 4—5 км, допуская, правда, и большие значения.

Падение контактов в сторону массива и значительные аномалии силы тяжести в его центральной части и в южной половине, наряду с особенностями петрографического строения, дают некоторые основания предполагать наличие в пределах этой территории подводящего канала. По-видимому, он располагался по южной окраине тела и был более развит в западной его части, в районе Пинарес-де-Маяри.

Особенности распределения петрографических разновидностей пород в массиве позволяют подойти к решению вопроса о его внутреннем строении. Массив характеризуется:

а) широким развитием более кислых разновидностей (плагноклазовые лерцолиты, пироксениты) в восточной части площади развития ультрабазитов — в районе Моа-Баракоа;

б) большим насыщением дунитами, вплоть до развития дунит-гарцбургитового полосчатого комплекса ультрабазитов Сьерры-де-Нипе;

в) различным характером хромитового оруденения в восточной, центральной и западной частях массива (форма рудных обособлений, текстурные особенности руд, химический состав хромшпинелидов).

Эти данные позволяют прийти к заключению, что развитые в районе Маяри-Баракоа ультрабазиты представляют различно эродированные участки единого лакколитоподобного интрузивного тела, более мощного в районе предполагаемого подводящего канала и утоняющегося к востоку. Современное его рас-

членение на две крупные обособленные части является следствием блоковых перемещений и последующего, местами полного размыва ультрабазитов в верхнемеловое и более позднее время. Представления о массиве, как единой пластообразной залежи, развивались А. Ф. Адамовичем и В. Д. Чеховичем (1963).

Наиболее яркой петрографической особенностью интрузива является чрезвычайно полное проявление комплекса пород, встречающихся среди ультраосновных массивов геосинклинальных областей. Здесь известны петрографические разновидности от дунитов до троктолитов и оливиновых габбро включительно. В их числе отмечены дуниты, пироксеновые дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, верлиты, плагиоклазовые лерцолиты, пироксениты, а также троктолиты, оливиновые и безоливиновые габбро, анортозиты и серия дайковых и жильных пород.

Породы собственно ультраосновного ряда в значительной степени иногда полностью серпентинизированы, но в большинстве случаев сохраняют свою первичную текстуру. В последующем изложении они будут называться по первичному составу без учета степени их серпентинизации и гипергенных преобразований.

Подавляющую часть объема интрузива слагают перидотиты типа гарцбургитов. Они известны на всей площади массива. Значительно меньше развиты лерцолиты и плагиоклазовые лерцолиты, обнажающиеся преимущественно в восточных частях интрузива. На геологических картах в районе рек Левиса и Моа выделяются поля пироксенитов и отмечается их постепенный переход от пироксенитов к перидотитам (Адамович и др., 1963).

Малоизмененные гарцбургиты представляют породу от темно-зеленого до черного цвета, зернистого сложения, часто порфировидного облика за счет равномерного, либо струйчатого распределения зерен ромбического пироксена в массе оливина (фиг. 3). На поверхности обычно обнажаются сильно выветрелые существенно серпентинизированные гарцбургиты.

Порода имеет гипидиоморфнозернистую структуру и состоит из оливина, ромбического пироксена и аксессуарного хромшпинелида. Иногда в ней содержится небольшое количество моноклинного пироксена. Из вторичных минералов присутствуют серпентин, тремолит, брусит, тальк, хлорит и пылевидный магнетит. Количественные соотношения первичных минералов находятся в пределах: оливин 75—82%, ромбический пироксен 17—25%, аксессуарный хромшпинелид 0,5—2%.

Судя по одновременному угасанию реликтов оливина, размер его зерен варьирует от долей до 2—2,5 мм, а их очертания приближаются к изометрическим. Иногда наблюдается волнистое угасание зерен, чаще же они не деформированы.

Очертания зерен ромбического пироксена — в разной степени бацитизированного энстатита — неправильные и подчинены формам кристаллов оливина. Размеры их непостоянны. Выделя-

ются зерна, представляющие порфиновые вкрапленники величиной 4—6 мм в поперечнике, и значительно более мелкие зерна неправильной формы с размером обычно менее 1 мм (табл. I, 1). Иногда, чаще в крупных зернах пироксена, проявляется волнистое угасание и изгибание трещин спайности.

Акцессорный хромшпинелид находится в тесной ассоциации с пироксенами, преимущественно мелкого семейства. Его ксеноморфные зерна выполняют промежутки между зернами пироксена и оливина. Величина зерен хромшпинелидов редко превышает 1 мм, обычно же это десятые доли миллиметра.

Спорадически в породе присутствует моноклинный пироксен в форме неправильных зерен размером 1 мм и менее. По составу он отвечает диопсид-диаллагу. Иногда встречается тремолит, замещающий оливин и ромбический и моноклинный пироксены; он представлен лейстовидными зернами размером 0,5—0,8 мм по длинной оси. Тремолит в свою очередь пересекается шнурами серпентина, так же как оливин и пироксены.

Серпентин представлен двумя характерными разновидностями lizardита — высокополяризующей, слагающей шнуры, и низкополяризующей, заполняющей образованные шнурами ячейки. Антигорит встречается редко, главным образом, в зонах смятия и тектонических разрывов вблизи даек габбро-диабазов.

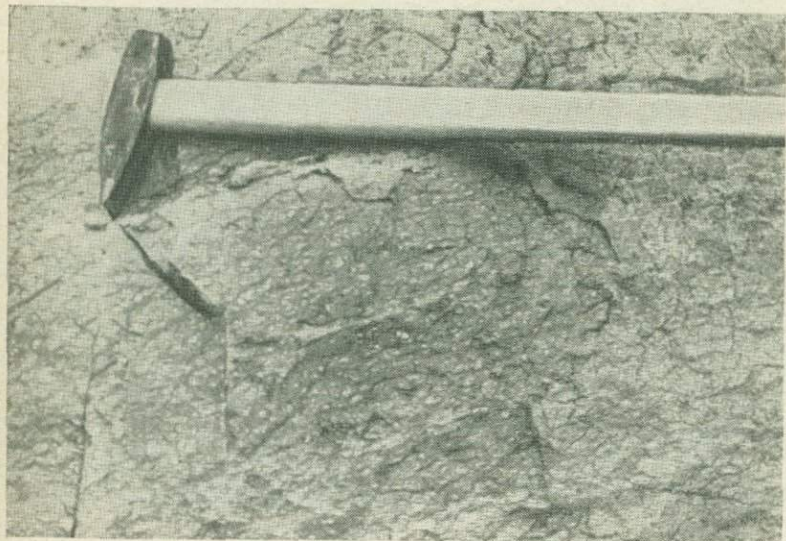
Дуниты распространены не столь широко, как гарцбургиты. На поверхности обнажаются только аподунитовые серпентиниты, более свежие дуниты вскрыты лишь в глубоких искусственных выработках или подсечены скважинами.

В районе Маяри дуниты входят в состав полосчатого дунит-гарцбургитового комплекса, обособляясь в нем в виде неправильных удлинённых и линзовидных тел. Мощность этих тел составляет, как правило, несколько метров, но иногда достигает и десятков метров. Переходы между дунитами и гарцбургитами обычно резкие (фиг. 4). Наиболее широко полосчатый комплекс развит по юго-восточному и северо-западному склонам гор Сьерры-де-Нипе, где он сопутствует хромитовому орудуению с высокохромистыми хромшпинелидами.

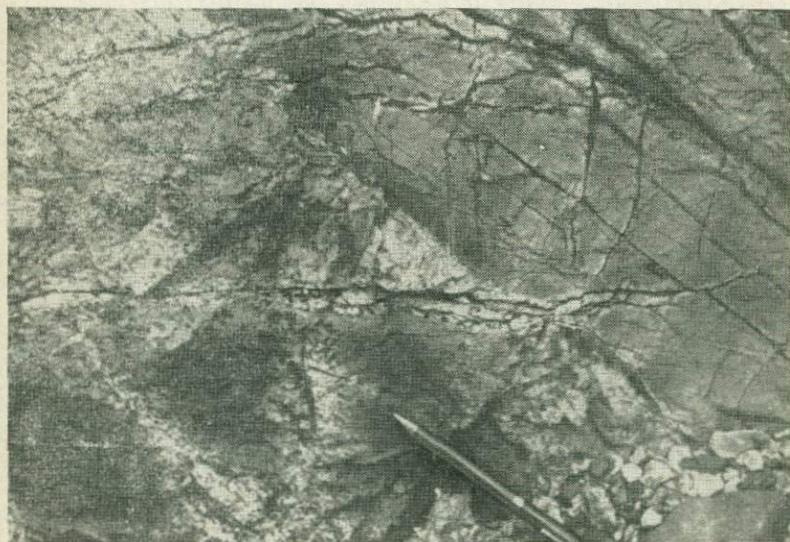
Наиболее свежие дуниты, встреченные в карьере месторождения Касимба, содержат до 50% реликтов оливина, 1—2% акцессорного хромшпинелида и lizardит (табл. I, 2). Характерна крупная зернистость оливина (до 10 мм по длинной оси) и призматическая форма выделения.

Хромшпинелиды обычно имеют правильные очертания и размещаются чаще по стыкам зерен оливина, изредка внутри них. Величина зерен от долей до 1,5 мм. Просвечивают красно-коричневым цветом.

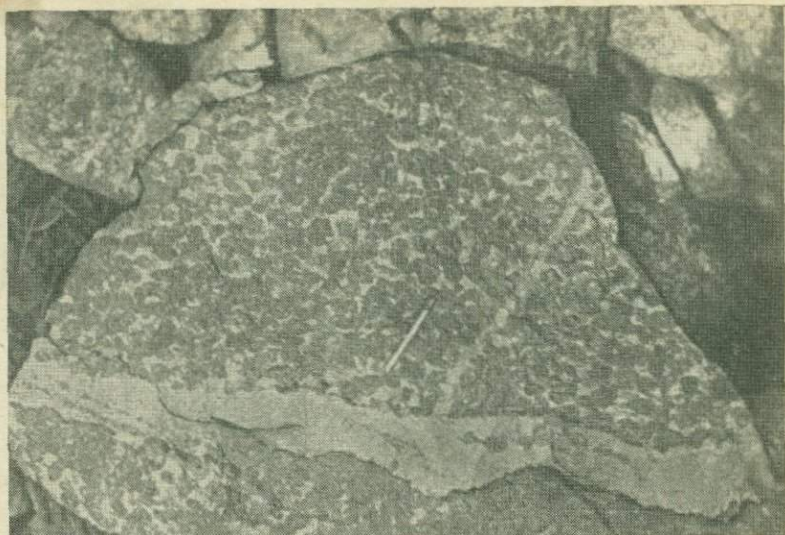
Серпентин представлен двумя разновидностями lizardита — высокополяризующим в шнурах и низкополяризующим в ячейках. В тонком сростании с lizardитом шнуров встречается брусит. Структура породы панидиоморфнозернистая.



Фиг. 3. Гарцбургит порфиroidной текстуры. Северо-западный склон Сьерры-де-Нипе в районе месторождения Томайо



Фиг. 4. Соотношение дунита и гарцбургита в полосчатом комплексе. Северо-западный склон Сьерры-де-Нипе в районе месторождения Томайо



Фиг. 5. Жилы дунита в нодулярной хромитовой руде месторождения Каледония. Штуф $\frac{1}{4}$ натур. вел.

Дунит обособляется также в виде жил, пересекающих рудные тела района Маяри (фиг. 5). Такие жилы наблюдались в месторождениях Каледония и Касимба, но не были встречены ни в районе Моа, ни в месторождениях других массивов. Обычно жилы маломощные (менее 10 см) с четкими субпараллельными контактами, но иногда они разветвляются и залечивают пересекающиеся трещины в рудах.

По минеральному составу, структурным особенностям и степени серпентинизации жильные дуниты тождественны дунитам полосчатого комплекса, различаются они по форме обособлений и, по-видимому, химическому составу оливинов.

В районе Моа вблизи хромитовых месторождений также известны относительно крупные самостоятельные тела дунитов. Скважинами пересекались интервалы дунитов до 70—80 м. Формы таких тел более сложные, чем в дунит-гарцбургитовом комплексе района Маяри. Минеральный состав и структура этих дунитов обычны. Отдельные участки их отличаются повышенной вкрапленностью хромшпинелидов, иногда сгущающейся до рудной. Хромшпинелиды обособляются в виде цепочек и струй (табл. I, 3).

Весьма своеобразные дуниты развиты на месторождениях района Моа в зонах непосредственного примыкания руды к вмещающим гарцбургитам. Они образуют невыдержанные, местами выклинивающиеся оторочки вокруг рудных тел мощностью до 10—15 мм.

В отличие от ранее описанных дунитов, здесь присутствует небольшое количество моноклинного пироксена, обычно замещенного хлоритом. Содержание пироксена изменчиво и не превышает 5—7%. Акцессорные хромшпинелиды не просвечивают, ксеноморфны и находятся в сростании с моноклинным пироксеном.

Пироксен-хромшпинелидовый агрегат обособляется в интерстициях оливиновых зерен, которые всегда отчетливо изометричны (табл. I, фиг. 4). Дунитов, развитых в тесной пространственной связи с троктолитами, в массиве Маяри-Баракоа нам наблюдать не удалось.

Таким образом, можно говорить по меньшей мере о дунитах четырех морфологических и генетических типов, образующихся при:

а) дифференциации относительно более кислых частей расплава, обособившихся вблизи кривли плутона и сопряженных с глиноземистыми рудами собственно перидотитового горизонта (район Моа);

б) при дифференциации более ультраосновного расплава, образовавшего породы глубоких и прикорневых частей интрузива и сопряженных с высокохромистыми рудами (район Маяри);

в) при отжимании межзернового силикатного расплава в рудах на позднем этапе их кристаллизации с образованием дунитовых жил в высокохромистых рудах;

г) при воздействии кристаллизующегося рудного расплава на вмещающие перидотиты с образованием околорудных оторочек, что очень характерно для месторождений низкохромистых руд.

В массиве Маяри-Баракоа широко развиты породы семейства габбро, особенно в восточной части интрузива, где они представлены троктолитами с переменными количествами оливина, а также пироксеновым габбро, иногда с обособлениями анортзитов.

Из-за краткости времени полевых исследований, при плохой обнаженности и широком развитии гипергенных изменений, нам не удалось выяснить соотношение пород габброидной серии с ультрабазитами в районе Моа и Баракоа.

По этому вопросу существуют разные мнения.

Значительная группа геологов (Адамович, Мурашко, Кенарев, Ларионов, Демин и др.) связывают образование габброидов с самостоятельной интрузивной фазой, проявившейся непосредственно вслед за внедрением и кристаллизацией ультрабазитов. По их мнению, путями проникновения габброидных расплавов явились крупные тектонические нарушения в ультрабазитах. Другая группа геологов (Тейер, Флинт, а также Семенов и др.) предполагает, что породы габброидной серии являются членами единого ультраосновного комплекса, они имеют непо-

средственные переходы к ультрабаазитам и не оторваны от них по времени формирования.

Наблюдения над соотношением пород габброидной и ультраосновной серии в пределах массива Камагуэй (что будет изложено ниже при характеристике этого интрузива) склоняют нас к представлению об их генетическом единстве. Некоторые косвенные данные, а именно особенности химического состава рудообразующих хромшпинелидов в рудах, размещенных вблизи габброидной серии, делают сопоставимой геологическую позицию габброидов массива Камагуэй и района Моа.

Однако имеются достаточно крупные тела габбро-диабазов, которые явно прорывают ультраосновные породы. Это отчетливо видно в западной оконечности массива, на северо-западных склонах гор Сьерры-де-Нипе. Такие тела не содержат троктолитов.

Из пород жильной серии различными исследователями ультрабаазитов Кубы отмечались лерцолиты, гарцбургиты, дуниты, пироксениты, габбро, троктолиты, габбро-пегматиты, габбро-диабазы, диабазы, диоритовые порфириты, анортозиты и альбититы. Нами при полевых исследованиях жильных обособлений лерцолитов и гарцбургитов не встречено. Остальные породы наблюдались в виде даек и тонких жильных образований. Особенно широко жильная серия развита вблизи хромитовых тел, где она представлена в основном троктолитами, габбро-пегматитами и анортозитами. Маломощные жилы дунитов и пироксенитов характерны для рудных тел района Сьерра-де-Нипе.

Анализ данных по размещению фаций ультрабаазитов и сопряженного с ними габброидного комплекса показывает, что западная часть интрузива сложена комплексом пород более ультраосновного состава (гарцбургиты, дунит-гарцбургитовый полосчатый комплекс, руды с высокохромистым хромшпинелидом). Проявления этого комплекса наблюдаются вплоть до района Сагуа-де-Танамо. Восточнее, в районе Моа и Баракоа развиты значительно более кислые породы (гарцбургиты, лерцолиты, плагиоклазовые лерцолиты, пироксениты, породы троктолит-габбровой серии и руды высокоглиноземистого типа). Это свидетельствует о том, что на дневной поверхности обнажаются более высокие горизонты плутона.

Таким образом, следуя с запада на восток, в массиве наблюдается смена пород с нарастанием кремнекислотности петрографических комплексов — или своеобразная зональность. На ее фоне проявлены крупноблоковые перемещения в теле плутона, в результате которых на современном эрозийном срезе обнажаются породы, соответствующие различным петрографическим зонам.

Хромитоносность массива

В пределах массива Маяри-Баракоа известно около двухсот пунктов хромитового оруденения, представленных разрабатываемыми или выработанными месторождениями и рудопроявлениями, а также точками хромитовой минерализации.

Выделяются три рудных района: Маяри-Никаро, Сагуа-де-Танамо и Моа-Баракоа. В районе Маяри насчитывается около 50 точек хромитового оруденения, примерно столько же пунктов оруденения известно в районе Сагуа-де-Танамо, включая оруденения среднего течения р. Кастро. В районе Моа-Баракоа сосредоточено более ста хромитовых месторождений и рудопроявлений.

Массив Маяри-Баракоа не только уникален по размерам, но выделяется также и по своей хромитоносности среди ультраосновных массивов Кубы. Если со времени начала добычи хромитовых руд в этой стране, т. е. в течение последних ста лет, на всех массивах было добыто около четырех миллионов тонн, то на долю этого массива приходится более трех миллионов.

Общие разведанные и прогнозные запасы, имеющиеся в недрах Кубы, определяются В. И. Мурашко в 3,3 млн. т, из них на долю этого массива приходится более 2,5 млн. т (табл. 1).

Руды месторождений массива Маяри-Баракоа неодинаковы по качеству. Они различаются не только по соотношению рудной и силикатной составляющих, т. е. по густоте вкрапленности, но и по химическому составу хромшпинелидов и прежде всего по содержанию в них хрома. Выделяются высокохромистые и низкохромистые руды, соответственно металлургического и огнеупорного типов, а по густоте вкрапленности очень густовкрапленные и массивные, а также вкрапленные, требующие обогащения. Последние составляют почти половину всех запасов.

Основная часть запасов представлена глиноземистыми рудами огнеупорного типа. Руды, пригодные к использованию в металлургии, составляют всего 4% запасов, однако именно они экономически наиболее интересны, и главные усилия при расширении сырьевой базы должны направляться на выявление руд именно этого типа.

Оруденение не отличается компактностью. Самое крупное месторождение высокохромистых руд — Каледония — содержало немногим более двухсот тысяч тонн руды. Максимальное количество низкохромистых руд было сконцентрировано в рудных полях Потоси и Кайо-Гуан. На месторождении Потоси уже добыто около полумиллиона тонн руды и около 100 тыс. еще находится в недрах. Все остальные месторождения имеют значительно меньшие размеры.

Нужно сказать, что основная часть месторождений в настоящее время уже выработана, а упомянутые запасы руд заклю-

Таблица 1

Количество добытых хромитозых руд, их разведанные и прогнозные запасы

Рудные районы	Добыто до 1966 г.	Разведанные и прогнозные запасы руд			
		Общие по рудам разного качества	Руды, не требующие обогащения		
			V+C ₁ +C ₂	прогнозные	всего
Маяри	300,0	93,90	2,2	22,90	25,10
Сагуа-де-Танамо	10,0	19,65	0,3	0,15	0,45
Моа-Баракоа	2800,0	2387,50	907,5	600,00	1507,50
Всего по массиву	3110,0	2501,05	910,0	623,00	1533,05

чены в небольших рудных телах, приуроченных в основном к флангам этих месторождений или находящихся в районах малодоступных в связи с плохими дорожными условиями.

Район Маяри-Никаро

К этому району мы относим ультрабазиты гор Сьерра-де-Нипе и Сьерры-дель-Кристалль, т. е. территорию, составляющую западную часть интрузива Маяри-Баракоа.

Наиболее интересны в отношении рудоносности и, пожалуй, наиболее изучены ультрабазиты гор Сьерры-де-Нипе. Именно здесь добывалась основная часть высокохромистых металлургических руд. На площади района распространены в основном гарцбургиты. На юго-восточных склонах развиты дуниты, которые, перемежаясь с перидотитами, образуют своеобразный дунит-перидотитовый полосчатый комплекс; вблизи осевой части платообразной поверхности Сьерры-де-Нипе в районе Пинарес-де-Маяри также известны проявления этого комплекса. Сильно развитая латеритизация пород затрудняет петрографическое расчленение ультрабазитов, вследствие чего на геологических картах этой территории все они показаны как перидотиты.

На северо-западном склоне Сьерры-де-Нипе и северном склоне Сьерры-дель-Кристалль обособления дунитов редки и имеют незначительные мощности.

Главная масса месторождений и рудопроявлений хромита сосредоточена на крутых юго-восточных склонах плато. Относительно крупное оруденение известно и в центральной приосевой его части (район месторождения Касимба). Рудоносные участки связаны с площадями развития дунит-гарцбургитового полосчатого комплекса или с отдельными более крупными обособлениями дунитов. Протяженность главной рудоносной зоны составляет 25 км

в массиве Маяри-Баракоа (в тыс. т)

Разведанные и прогнозные запасы руд		
Руды, требующие обогащения		
$B+C_1+C_2$	прогнозные	всего
59,2	9,6	68,8
19,0	0,2	19,2
480,0	400,0	880,0
558,2	409,8	968,0

при ширине около 2 км. В этой зоне известно около 30 пунктов оруденения разного масштаба.

Рудные тела наиболее крупных месторождений имеют протяженность до 50—100 м, но мощность рудных тел, как правило, измеряется первыми метрами. Наиболее крупное рудное тело известно на месторождении Каледония; оно имеет протяженность 150 м при мощности в 5 м.

На месторождении Новая Каледония имеется три рудных тела длиной около 50 м каждое и мощностью до 2,0 м. На месторождении Хуанита рудная линза протягивается на 40 м, при мощности в 1,5 м, а месторождение Караколь представлено двумя рудными телами, которые прослеживаются соответственно на 50,27 и на 26 м по простиранию. При этом наиболее протяженное тело имеет мощность 1,5 м, а два другие 0,5 и 1,0 м. Все остальные месторождения и рудопроявления значительно меньше по размерам, рудные обособления большинства из них имеют длину не более первого десятка метров и мощность в несколько десятков сантиметров.

Распределение оруденения в зоне относительно равномерное, но наиболее крупные рудные тела располагаются в ее северо-восточной части, вблизи р. Маяри и в более глубоко эродированной части массива, на относительно небольших гипсометрических уровнях в 150—300 м.

Для руд характерна их теснейшая связь с дунитами, которые всегда присутствуют в рудном поле, включая рудные обособления, либо образуя самостоятельные тела по простиранию рудных тел, либо локализуясь в виде полос, перемежающихся с перidotитами, и, как правило, согласных с залеганием рудных тел. Рудные тела имеют форму сильно уплощенных, вытянутых, иногда изометричных линз, с волнистой поверхностью контактов. Характерны частые изменения их мощности, наличие пережимов, а также смещения по плоскостям послерудных тектонических нарушений с амплитудами до 10 м и более. Наиболее крупные рудные тела обычно сопровождаются мелкими, которые располагаются либо на их продолжении (месторождение Эстрейя-де-Маяри), либо субпараллельно и кулисообразно (месторождения Касимба, Караколь, Новая Каледония).

Рудные тела залегают полого или наклонно под углами до 35—40°. На ряде месторождений и рудопроявлений, таких как

Эстрейя-де-Маяри, Новая Каледония и Караколь, залегающих в целом весьма полого с углами падения от 5 до 20°, азимуты падения очень изменчивы. На месторождениях Каледония, Хуанита, Кучита, Виктория I, Арройо-Секо и др. четко устанавливается северо-западное падение рудных тел (аз. падения 340—350°).

Поскольку рудоносная полоса имеет общее северо-восточное простирание, можно говорить о совпадении простирания рудных тел с этим направлением.

Рудные тела представлены преимущественно густовкрапленными, средне- и крупнозернистыми, реже массивными и убоговкрапленными рудами. Руды массивного сложения образуют прожилки, либо шпировые обособления во вкрапленных рудах.

В крупных рудных телах, преимущественно в периферийных частях, встречаются нодулярные руды.

Рудообразующий хромшпинелид — весьма высокохромистый, содержит до 60% Cr_2O_3 , как правило, маложелезистый и в большинстве случаев должен быть отнесен к алюмохромиту.

Содержание Cr_2O_3 в рудах находится в прямой зависимости от густоты вкрапленности хромшпинелида и варьирует в заметных пределах. По многочисленным данным опробования количество Cr_2O_3 составляет от 36 до 53 вес. % при содержании SiO_2 от 3 до 14%. Содержание Al_2O_3 в рудах обычно составляет 10—15%, однако отмечалось, что в рудопроявлениях Тырсо-Рока и Арройо-Секо оно достигает 21—25%.

Силикатная составляющая в рудах обычно представлена серпентином, в редких случаях хлоритом. Изредка встречаются уваровит и брусит.

На некоторых месторождениях, особенно наиболее крупных месторождениях, в рудах часто наблюдаются маломощные прожилки пироксенитов и дунитов.

Ниже приводится краткая характеристика особенностей геологического строения месторождения Каледония — наиболее значительного рудного объекта в юго-восточной зоне.

Месторождение находится в долине одноименного ручья в 2,5 км к западу от р. Маяри. Оно было открыто в 1913 г. За все время эксплуатации здесь добыто более двухсот тысяч тонн руды. Добыча проводилась в карьере, заложенном на крутом правом склоне, и из подземных выработок, пройденных на правом и левом склонах ручья Каледония. В 1964—1965 гг. здесь были проведены ревизия поисков и предварительная разведка с применением геофизических методов и горных работ небольшого объема. Было пробурено также 9 неглубоких скважин (Мурашко, Ларионов, 1966). Эти работы не дали прироста запасов, но показали, что район месторождения остается перспективным на поиски скрытых рудных тел.

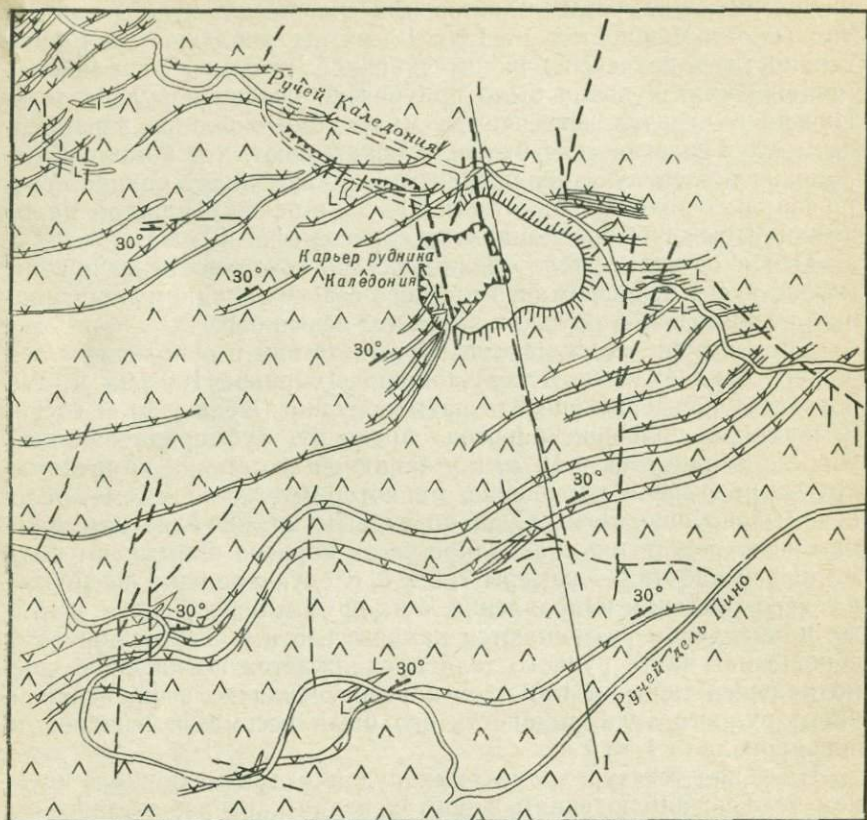
Строение участка месторождения представляется в следующем виде. Главная масса пород, развитых в рудном поле, представлена перидотитами. В них располагаются обособления ду-

нитов, имеющие форму пластов или сильно уплощенных линзовидных тел мощностью от 1 до 10 м; они наблюдаются на поверхности и подсечены рядом скважин. К одной из наиболее мощных линз дунитов было приурочено основное рудное тело. Иногда в дунитах встречаются маломощные шпирсы вкрапленных руд. Геологические профили показывают, что комплекс перемежающихся дунитов, перидотитов и руд имеет единое северо-западное падение под углами 30—35° и осложнен рядом малоамплитудных субмеридиональных сбросов (фиг. 6).

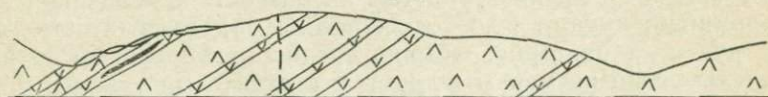
Основное рудное тело обнажалось на поверхности на правом склоне ручья и, погружаясь в северо-северо-западном направлении, уходило под его русло и далее под левый берег.

Дно карьера имеет наклон в соответствии с положением лежащего бока рудного тела. Площадь его равна 100×95 м; это позволяет примерно оценить размер рудного тела в этой части. В западной половине карьера проходит субмеридиональный сброс с амплитудой в 10 м, а у западной его стенки намечается другое разрывное нарушение, по которому, по-видимому, тело перемещено еще ниже. Судя по старым маркшейдерским планам, непосредственно к западной части карьера примыкают подземные выработки — камеры 1, 2 и 3, следующие одна за другой в северо-западном направлении, а на другом берегу ручья, в том же направлении размещаются камеры 4, 5 и 6. Таким образом, сброшенная часть рудного тела продолжается по падению еще по меньшей мере на 150 м от карьера. Судя по выработанной части рудного тела, мощность его была весьма изменчивой и варьировала от 1 до 5 м.

Изучение текстур хромитовых руд и их размещения в рудном теле по наблюдениям в бортах и дне карьера, а также на рудном складе показало, что наиболее характерны густовкрапленные средне- и крупнозернистые их разновидности с величиной зерен хромшпинелида от 1 до 4 мм (табл. II, 1). Полосчатость для таких руд не характерна. Обычно среди них обособляются незначительные по размерам шпирсы и атакситовые участки массивных руд, площадью до нескольких дециметров, с той же или значительно большей величиной зерен (см. табл. II, 2). Очень характерны переходы густовкрапленных зернистых руд в руды нодулярного сложения. Последние различаются по величине нодулей, варьирующей от 2—3 до 30—40 мм, и по густоте их вкрапленности. Местами хромитовые нодули составляют лишь до 30% поверхности рудных штуфов, в других участках они сближены и соприкасаются между собой (см. табл. II, 3—6). Иногда руды зернистой и нодулярной текстур перемежаются (табл. III, 1), либо руды нодулярные образуют неправильные обособления в густовкрапленных зернистых. Различаются руды, в которых нодули окружены силикатным «цементом» (серпентин по оливину), без кристаллических зерен хромшпинелида и нодулярные руды с силикатным цементом, содержащим много зерен.



I-I



50 0 50 100 150 м

Фиг. 6. Схема геологического строения месторождения Каледония (составлена по материалам В. И. Мурашко)

- | | | |
|---|--|--------------------------------------|
| 1 — перидотиты и апоперидотитовые серпентиниты; | 4 — хромитовая руда; | 6 — зоны тектонических нарушений; |
| 2 — дуниты и аподунитовые серпентиниты; | 5 — элементы залегания дунит-перидотитового комплекса; | 7 — выемка карьера рудника Каледония |
| 3 — дайки пироксенитов; | | |

хромшпинелида. Среди нодулярных руд имеются разности с резко деформированными уплощенными нодулями, длинные оси которых ориентированы в одном направлении (см. табл. III, 2—3). Были встречены тонкие жилки (5—10 мм) серпентинизированного дунита с мелкими зернами (доли мм) акцессорного хромшпинелида (см. табл. III, 4). Как правило, нодулярные руды тяготеют к периферическим частям рудного тела.

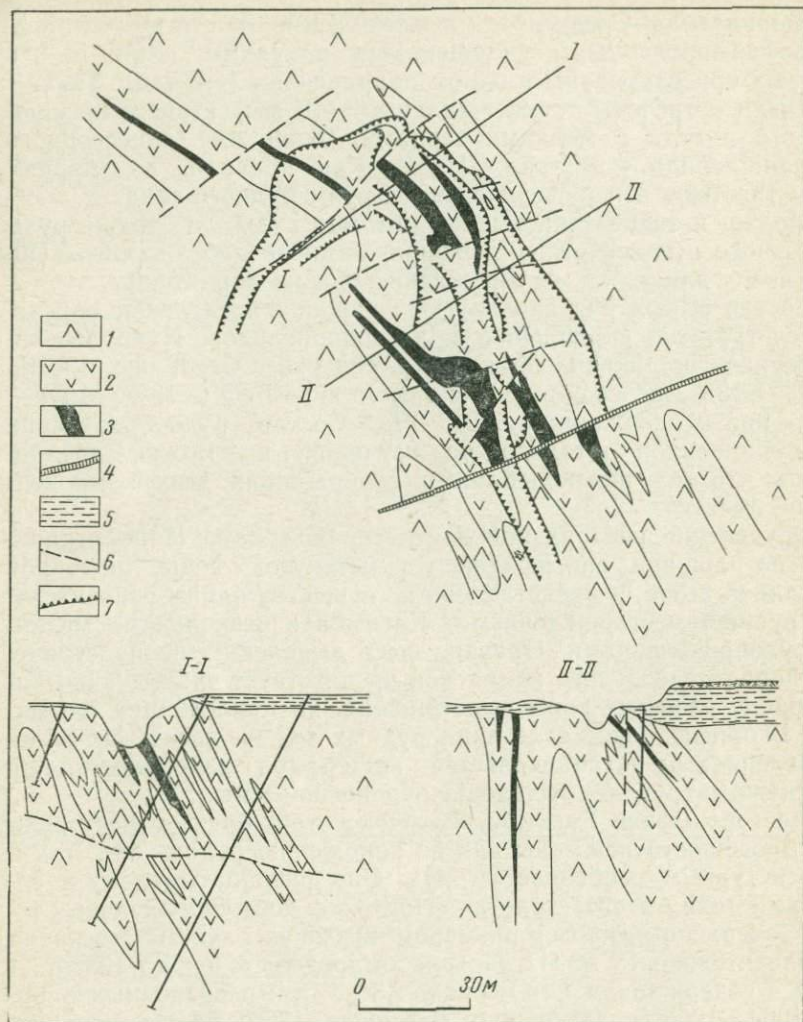
Мелко- и тонкозернистые хромитовые руды, а также руды ленточного и полосчатого сложения нами не наблюдались. По видимому, для этого месторождения они не характерны.

Состав сырых руд варьирует в широких пределах и определяется густотой вкрапленности хромшпинелидов. Наиболее характерная густовкрапленная руда содержит Cr_2O_3 около 45%, Al_2O_3 — 13%, железа, определенного в виде FeO — 12%, MgO — 18% при содержании SiO_2 8%. Состав рудообразующих хромшпинелидов детально не изучался, но можно предполагать, что больших колебаний в содержаниях этих компонентов не имеется.

Оруденение центральной части гор Сьерра-де-Нипо ограничено по площади, оно не образует вытянутой зоны, подобной описанной выше, и представлено по существу одним относительно крупным месторождением — Касимба и несколькими мелкими рудопроявлениями. Правда, здесь выявлению распространения пород рудоносного комплекса препятствует чрезвычайно интенсивное развитие коры выветривания на прилегающих площадях. В ориентировке залегания рудных тел на известных рудопроявлениях не устанавливается каких-либо закономерностей, что также затрудняет выделение рудоносной зоны.

Месторождение Касимба несколько отличается от месторождений юго-восточной зоны как по положению рудных тел, так и по текстурным особенностям руд. Оно разрабатывалось в сороковых годах этого столетия. На месте добычи находится теперь затопленный карьер размером 60×25 м. Глубина его равна приблизительно 15 м. Из карьера было добыто около 10 тыс. т руды с содержанием Cr_2O_3 около 48%. При ревизионных работах 1964—1965 гг. (Мурашко, Ларионов, 1966) для оконтуривания рудного поля и выявления его строения на площади месторождения было пробурено 15 скважин с максимальной глубиной до 100 м. Проведены магнитометрическая и гравиметрическая съемки.

Анализ данных этих работ и наши наблюдения показывают, что месторождение Касимба отличается от месторождений Юго-восточной зоны не только положением рудных тел, но и текстурами руд. На его площади выявлено пять субпараллельных рудных тел северо-западного простирания, располагающихся субпараллельно и кулисообразно (фиг. 7). Два рудных тела имеют вертикальное падение, а три другие падают к северо-востоку под углами 50—60°.



Фиг. 7. Схема геологического строения месторождения Касимба (составлена по материалам В. И. Мурашко)

- | | | |
|---------------------------|----------------------------|-----------------------------|
| 1 — перidotиты и апери- | 3 — хромитовая руда; | 6 — линии тектонических на- |
| дотитовые серпентиниты; | 4 — дайка диорит-порфиров; | рушений; |
| 2 — дуниты и аподунитовые | 5 — латериты; | 7 — борт карьера |
| серпентиниты; | | |

Рудные тела разбиты субширотными сбросами на ряд блоков и смещены друг относительно друга. На дневной поверхности фиксируются перемещения отдельных частей рудных тел в плане до 15 м.

Длина рудных тел (с учетом смещенных частей) составляет от 50 до 90 м; по падению они прослежены до глубины от 30 до 80 м. Мощности их обычно не превышают 2 м и только вертикальное тело в приповерхностной части образует раздуд до 10 м.

Рудные тела тяготеют к перемежающемуся дунит-перидотитовому комплексу и залегают среди дунитов. Полосы дунитов имеют те же элементы залегания, что и руды — вблизи вертикальных рудных тел они вертикальные, а около наклонных также выполаживаются. По данным бурения мощность дунитовых обособлений варьирует и может достигать нескольких десятков метров.

Руды не отличаются большим разнообразием текстур. Рудные тела слагаются густовкрапленными, средневкрапленными и убоговкрапленными мелко- и среднезернистыми рудами. Структура вкрапленной руды показана на фиг. 8. Для руд густовкрапленных и вкрапленных характерны шпильи массивных, а для убоговкрапленных и вкрапленных полосчатые выделения массивных руд. Особенно четко на месторождении проявлены этакситовые текстуры. В бортах карьера можно наблюдать артеритовые руды, подобные развитым на месторождении Большой Башарт массива Крака на Урале (фиг. 9).

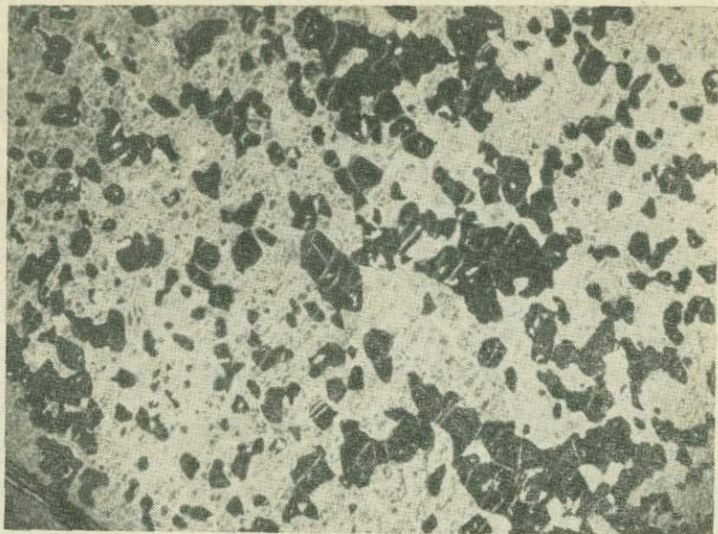
Наиболее богатые участки рудных тел, где содержание Cr_2O_3 в сырой руде составляло около 48%, к настоящему времени уже отработаны. Данные опробования показывают гораздо более низкие содержания Cr_2O_3 по отдельным рудным телам — от 21 до 35%, при содержании SiO_2 от 13 до 21%.

Выявленные запасы таких руд составляют около 50 тыс. т, но, как видно из приведенных содержаний компонентов, руды требуют обогащения.

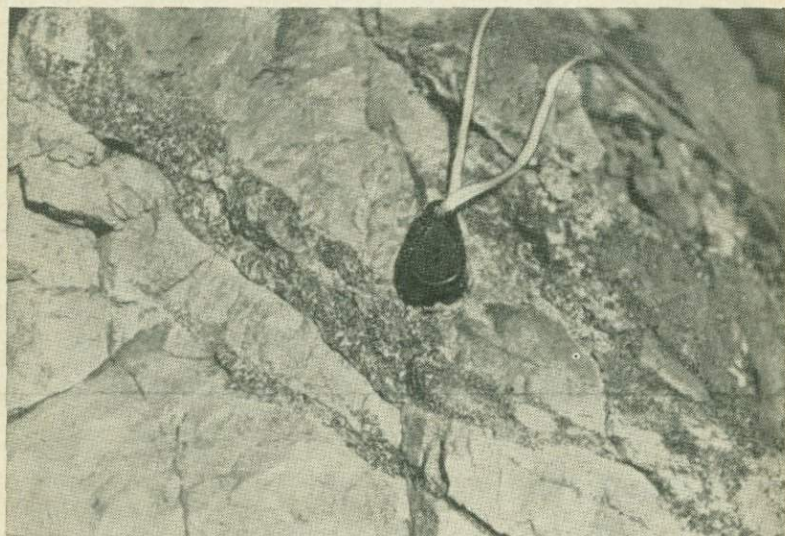
В северо-западном борту массива среди перидотитов имеются небольшие и редкие выходы дунитов, а также проявления рудной хромитовой минерализации. Эти руды слагаются высокохромистым рудообразующим хромшпинелидом, однако, размеры рудных обособлений незначительны и не могут представлять промышленного интереса.

Район Моа-Баракоа

Территория этой части массива Маяри-Баракоа огромна: она занимает 1400 км² и на значительной ее площади проявлено хромитовое оруденение. Выделяется десять участков, насыщенных месторождениями и рудопроявлениями. Нами осмотрены месторождения в группах Кайо-Гуан, Хромита, Дельта и Потоси, где в настоящее время производится добыча хромитов, а так-



Фиг. 8. Участок редковкрапленной струйчато-полосчатой руды из месторождения Касимба. Шлиф 34-69, без анализатора, увел. 10



Фиг. 9. Артеритовые хромитовые руды в дунитах, вмещающих основное рудное тело месторождения Касимба

же месторождение Мельба, эксплуатация которого прекращена в связи с удаленностью от побережья и трудностью транспортировки руд.

Хотя число известных пунктов оруденения велико, нельзя признать, что массив достаточно изучен в отношении его хромитоносности. Еще нет достаточного материала для выяснения закономерностей размещения оруденения, так как не произведено детальное петрографическое расчленение района.

Пока можно с уверенностью говорить лишь о том, что большая часть оруденения размещается в перидотитах и тяготеет к полям развития пород габбрового состава. Примером оруденения, расположенного близ габброидов, является группа месторождений Мерседита-Ярей-Пилото-Лоро, а также оруденение группы Потоси.

В тех случаях, когда не устанавливается видимой пространственной связи оруденения с габброидами, можно предполагать, что эрозией выведены на поверхность более глубокие горизонты перидотитов, также содержащие оруденение. Такими являются месторождения группы Кайо-Гуан и Хромита.

Выше говорилось, что руды месторождений Моа-Баракоа низкохромисты и высокоглиноземисты. Это вообще типично для месторождений такого генетического типа.

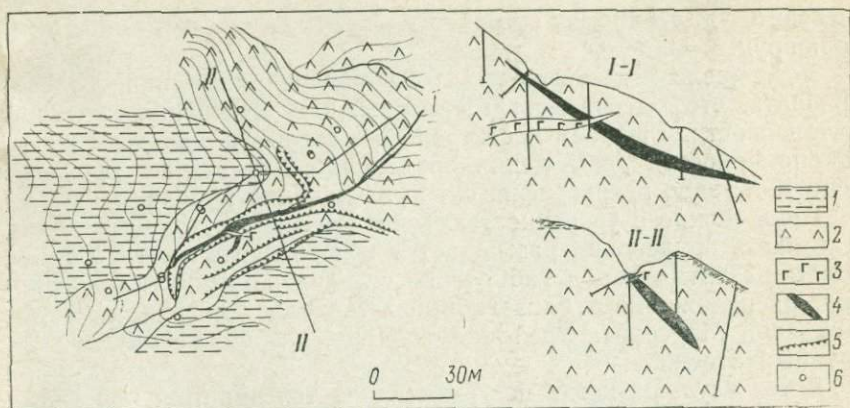
В наиболее крупных месторождениях этого района запасы хромитовых руд не превышали 1 млн. т, в остальных месторождениях выявленные запасы составляли в лучшем случае сотни или десятки тысяч тонн.

Месторождения представлены сериями сближенных рудных тел различной формы. Для группы Хромита и Кайо-Гуан характерны мощные короткие линзы, а также почковидные и столбообразные тела, встречаются и небольшие жиллообразные тела (месторождение Пунта-Горда).

Для месторождений группы Дельта отмечаются более протяженные линзообразные тела, длина которых превышает мощность в 20—30 раз (фиг. 10). Однако в ряде месторождений часто имеются пережимы рудных тел, в результате чего они приобретают четкообразную форму. В таких случаях о их линзовидной форме можно говорить лишь условно.

Определение элементов залегания рудных тел затрудняется сложностью их форм. Согласно материалам Рудоуправления в Пунта Горда, имеется совпадение положения длинных осей рудных тел с направлением ярко проявленной первичной директивности вмещающих перидотитов.

Величина рудных тел по длинной оси различна. На месторождении Кайо-Гуан тела прослежены по падению на 100 м, а в горизонтальном сечении имеют площадь 35×15 и реже 30×50 м. На месторождении Мерседита-Ярей на поверхности прослежены пологозалегающие четкообразные тела длиной от 75 до 250 м при видимой мощности от 15 до 30 м (фиг. 11).



Фиг. 10. Схема геологического строения месторождения Дельта (составлена по материалам В. И. Кенарева и В. И. Мурашко)

- | | | |
|---|----------------------|---------------------------|
| 1 — латериты; | 4 — хромитовая руда; | 6 — места заложения сква- |
| 2 — перидотиты и апоперидотитовые серпентиниты; | 5 — борт карьера; | жин |
| жилльное габбро; | | |

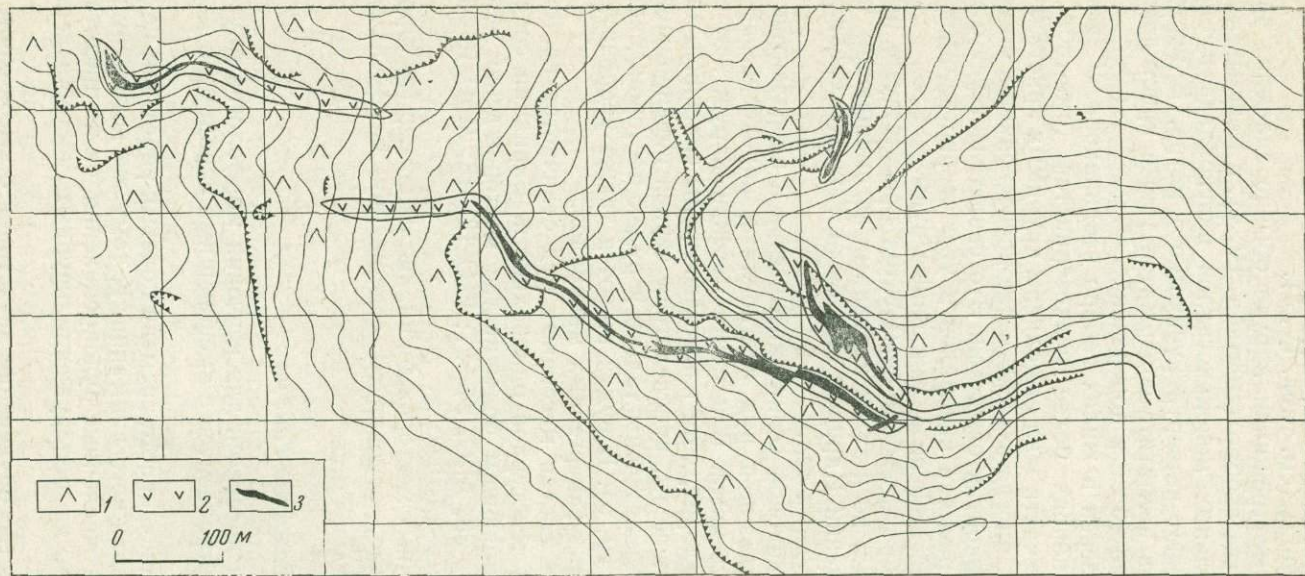
Контакты рудных тел с вмещающими перидотитами резкие. Вдоль них наблюдается узкая кайма, сложенная серпентинизированными дунитами, так называемая дунитовая оторочка, мощностью от нескольких сантиметров до 1—2 дм. Эти дуниты следует рассматривать как результат метасоматической оливинизации пироксенов перидотита при воздействии на него летучих, выделяемых из кристаллизующегося рудного расплава (околорудное изменение боковых пород).

Вблизи месторождений встречаются также дуниты в форме линз и полос в перидотитах, являющиеся дифференциатами перидотитового расплава. Такие дуниты наблюдались нами в районе месторождения Нарцисо.

Руды очень однообразны по текстурному рисунку и представлены в основном грубозернистыми, очень густовкрапленными или массивными разновидностями, хотя известны и тела вкрапленных руд в дунитах.

Часто можно наблюдать текстуры растаскивания в густовкрапленных рудах, указывающие на перемещения почти закристаллизованной, но еще достаточно пластичной рудной массы. Они проявляются ориентировкой обособлений силикатного цемента в направлении, поперечном общему направлению перемещения рудного тела (табл. IV, I).

В местах пересечения рудных тел дайками троктолитов и габбро-пегматитов, что чрезвычайно характерно для руд района Моа, наблюдаются брекчиевые текстуры. Нередко можно видеть, что габбро включает остроугольные обломки и более круп-



Фиг. 11. Схема геологического строения месторождения Мерседита (составлена по материалам А. Т. Демина)
 1 — перидотиты и апоперидотитовые серпентиниты; 2 — дуниты и аподунитовые серпентиниты; 3 — хромитовые руды

ные блоки руды (см. табл. IV, 2), либо отчлененные хромитовые зерна и их группы (см. табл. IV, 3).

Маломощные трещинки в руде обычно залечены средне- и крупнозернистым габбро (см. табл. IV, 4), в мощных же жилах размеры отдельных монокристаллов плагиоклаза и пироксена иногда достигают четверти кубического метра. В месторождении Хромита в пегматите содержатся также кристаллы оливина размером до 40 см в поперечнике.

Величина зерен в жилах габбро неодинакова. У зальбандов наблюдается порода более мелкозернистая (см. табл. IV, 5), внутренние же части жил выполнены крупными кристаллами тех же минералов, иногда в десятки раз превосходящих по величине кристаллы приконтактовых зон. Это свидетельствует о том, что габброидный расплав внедрялся в уже закристаллизованные и в значительной степени охлажденные руды.

Жилы габбро и габбро-пегматитов присутствуют не только в рудных телах, но и за их пределами во вмещающих породах. На месторождении Нарцисо они были вскрыты скважинами в 70—80 м от рудных тел.

Влияние дайковой серии сказывается и на развитии в силикатной составляющей руд плагиоклаза, пироксена, амфибола, хлорита и соссюрита. В цементе массивных руд, как правило, присутствует хлорит, хотя изначально руды слагались хромшпинелидом и оливином, впоследствии серпентинизированным, реликты оливина встречены только в рудах месторождения Дельты (см. табл. IV, 6). В рудах имеются также уваровит, брусит, карбонаты и ряд гипергенных минералов.

Химический состав массивных руд отличается постоянством вследствие их текстурной однородности. Вариации содержаний Cr_2O_3 в подавляющем большинстве месторождений находятся в пределах 33—38; Al_2O_3 24—27; FeO 13—18; MgO 16—18; SiO_2 1,5—5; CaO 0,7—2,75 вес. %.

Для единичных месторождений, как например месторождения Нинья Магалис, отмечались содержания Cr_2O_3 41—43% и Al_2O_3 13—15%.

Район р. Сагуа-де-Танамо

Этот район интересен для изучения морфологии плутона, отношения ультрабазитов с вмещающими породами и характера оруденения.

Ввиду ограниченности времени полевых работ нам не удалось уделить ему должного внимания. К тому же хотя этот район и содержит многочисленные рудопроявления, он не представляется перспективным на обнаружение крупных месторождений хромита.

Здесь известно оруденение двух типов с высокохромистым и низкохромистым рудообразующим хромшпинелидом, т. е. не только огнеупорные руды, но и металлургические.

Однако установленное работами В. И. Мурашко и др. геологическое строение района показывает, что развитые здесь ультрабазиты отвечают лишь придонным частям размытого полого-залегающего интрузивного тела. Мощность ультрабазитов невелика, что подтверждается данными бурения.

Небольшая мощность ультрабазитов, а также удаленность участков их развития от предполагаемого подводящего канала резко ограничивают потенциальную хромитоносность района.

Массив Камагуэй

Массив Камагуэй является вторым по площади развития ультраосновных пород и по хромитоносности на территории Кубы. Он занимает около 1000 км² и включает несколько сотен месторождений и пунктов рудной хромитовой минерализации. За период разработки месторождений с 1916 по 1944 г. здесь было добыто около 1 млн. т руды.

Первые крупные работы, посвященные выявлению геологического строения и закономерностей размещения оруденения на этой территории, были проведены Т. П. Тейером в 1940—1941 гг. (Thayer, 1942), а затем Д. Е. Флинтом, И. Ф. Альбеаром, П. В. Гилдом в 1942—1943 гг. (Flint et al., 1948), которые составили первую геологическую карту масштаба 1:50 000 с петрографическим расчленением пород ультраосновного комплекса и нанесли на нее почти все наиболее значительные месторождения и рудопроявления. Запасы для шести наиболее крупных месторождений 100 тыс. т, а для 18 других месторождений определялись в 10—100 тыс. т.

В 1954 и 1956 гг. в районе проводились геолого-геофизические поисково-разведочные работы (Flint, 1956; Davis и др., 1957) при проверке выявленных гравиметрических аномалий было установлено 10 новых участков оруденения, запасы которых были оценены в четверть миллиона тонн.

В 1962—1963 гг. Кубинским институтом минеральных ресурсов была проведена разведка одного из таких участков — месторождения Камагуэй II (Медведков и др., 1964). Эти работы выявили запасы руд в 767,6 тыс. т, но и благодаря значительному объему буровых работ дали очень ценный материал для познания геологического строения рудного поля месторождения.

Основная часть массива Камагуэй располагается в западной оконечности антиклинория того же названия. Выходы ультраосновных пород прослеживаются и еще дальше к западу в пределах опущенной структуры, разделяющей антиклинории Камагуэй и Санта-Клара.

Массив залегает среди вулканогенно-осадочных пород мелового возраста, представленных порфиритами и их туфами, перемежающимися с известняками и мергелями. Эти породы обрамляют массив и образуют изометрические и удлиненные останцы

эродированной кровли. Останцы кровли часто лежат на породах габброидной серии.

Анализ карты Ф. Е. Флинта и др. показывает, что положение останцов кровли обусловлено неровностями верхней поверхности интрузивного тела. Меловые породы, так же как и габброидные, сохранились в участках, соответствующих погружениям в кровле массива, а эрозия повышенных участков вывела на дневную поверхность поля перидотитов.

Среди интрузивных пород массива четко выделяется два комплекса — ультраосновной и габброидный.

Первый представлен однородными по сложению гарцбургитами. Гарцбургиты ни макроскопически, ни по структуре не отличаются от аналогичных пород массива Маяри-Баракоа. Обычно они значительно серпентинизированы и изменены гипергенными процессами. В наиболее свежих разностях сохранились реликты оливина, энстатита и хромшпинелида (табл. V, 1).

Дунитовые обособления встречаются в зонах перехода от перидотитов к породам семейства габбро. Кроме того, дуниты часто окаймляют рудные хромитовые тела в виде оторочек мощностью до нескольких десятков сантиметров, являющихся контактными образованиями.

Дуниты из дунито-троктолитовой серии наблюдались лишь нацело серпентинизированными. Они состоят из серпентина по оливину и зерен хромшпинелида изометрической формы размером до 1 мм. Минералов, развившихся по плагиоклазу, либо по пироксенам, не встречено.

Дуниты из околорудных оторочек, так же сильно изменены; они, как правило, содержат моноклинный пироксен, замещенный хлоритовым агрегатом, выполняющим промежутки между округлыми зернами серпентинизированного оливина (см. табл. V, 2). Количество хлоритизированного моноклинного пироксена варьирует от первых процентов до 15—20%. Разности, богатые пироксеном, по существу являются верлитами, а бедные дунитами — дунит-верлитового ряда. Хромшпинелиды ассоциируют преимущественно с хлоритизированным моноклинным пироксеном. Охарактеризованные породы по условиям нахождения, составу и структурным особенностям тождественны породам, развитым в контактовых зонах рудных тел района Моа.

В габброидной серии выделяются троктолиты, оливиновые и безоливиновые габбро, а также анортозиты.

Троктолиты представляют собой мезо- или меланократовые породы различной зернистости с величиной зерен оливина и плагиоклаза от 0,5 до 7 мм. Количественные соотношения этих минералов варьируют в широких пределах. Троктолиты подверглись серпентинизации, сосюртитизации, но нередко можно встретить и малоизмененные разности (см. табл. V, 3).

Оливин представлен изометричными и неправильными зернами, образующими затеки в зерна плагиоклаза. Плагиоклаз

присутствует в виде пластинчатых и неправильных зерен; по оптическим данным он относится к битовниту (№№ 76—88). Из аксессуарных минералов присутствует только хромшпинелид в идиоморфных или округлых зернах размером до 1 мм, включенных в оливин и плагиоклаз.

Оливин-пироксеновое габбро представлено мезократовыми разностями среднезернистого, реже крупнозернистого сложения и состоит из плагиоклаза, моноклинного пироксена, оливина и аксессуарного хромшпинелида; имеются также магнетит и сульфиды железа. В количественном отношении преобладает плагиоклаз (до 55—60%), моноклинный пироксен составляет 25—30%, оливин содержится в переменных количествах — от 5 до 20%.

Плагиоклаз по оптическим данным отвечает лабрадор — битовниту (№ 65—86), имеет форму неправильных и таблитчатых зерен размером от долей до 3—4 мм и часто замещается хлоритом, эпидотом и каолиноподобным веществом. Неправильные зерна моноклинного пироксена, размером 1—3 мм, очень слабо плеохроируют в желто-зеленоватых тонах и по оптическим данным представлены диопсидом ($2V=56^\circ$, $cNg=39$; $Ng=1,690$). Оливин образует изометрические зерна размером 0,5—2,0 мм; содержание в нем фаялитового компонента 20%. Аксессуарный хромшпинелид встречается в виде мелких (до 0,5 мм) неправильных зерен; он часто метаморфизован и не просвечивает в тонких срезах. Из вторичных минералов в породе присутствуют серпентин, хлорит, тремолит, эпидот, реже серицит.

Анортозиты, встречающиеся в виде полос и шлиров среди оливин-пироксенового габбро и троктолитов, представляют анхимономинеральную породу, состоящую из таблитчатых зерен плагиоклаза (лабрадор-битовнит № 65—82) и содержащую в малых и переменных количествах диопсид, иногда оливин. Аксессуарный минерал представлен хромшпинелидом; он образует неправильные и округлые зерна размером до 0,5—0,7 мм, просвечивающие буровато-коричневым цветом (см. табл. V, 4).

Содержание хромшпинелидов в породе не превышает одного процента. По плагиоказу часто развиваются эпидот, хлорит, пренит.

Наши полевые наблюдения показали, что между всеми названными породами габброидной серии и ультрабазитами имеются постепенные переходы. Можно встретить троктолиты с самыми разнообразными количественными соотношениями оливина и плагиоклаза, так что можно было бы составить непрерывный ряд от плагиоклазсодержащих дунитов до анортозитов. Однако гораздо чаще встречаются полосчатые породы, то с существенно полевошпатовыми, то с существенно оливиновыми полосами. Мощность таких полос измеряется сантиметрами, дециметрами и метрами. Такая перемежаемость особенно четко проявлена в зоне перехода от троктолитов к ультраосновному комплексу.

В удалении от зоны перехода среди габброидов возрастает количество обособлений плагиоклазитов, а в приконтактной части ультрабазитов очень часто обособляются дуниты, иногда обогащенные вкрапленностью хромшпинелидов. Это прекрасно наблюдается в районе контакта массива с породами кровли вблизи месторождений ла-Нона и Карне-Солтос, а также несколько юго-восточнее, вблизи р. Максимо.

Такие взаимоотношения пород указывают на генетическое единство габброидов и ультрабазитов. По-видимому, те и другие являются дифференциатами ультраосновного расплава и образуют верхнюю часть единого тела ультрабазитов.

Жильная и дайковая серии особенно ярко проявляются в районах хромитовых месторождений. Здесь в контактах рудных тел и в самих рудах очень часты дайки и жилы лейкократовых и меланократовых габбро, габбро-пегматитов, троктолитов и анортозитов, по составу и сложению близких перечисленным выше габброидным породам приконтактной зоны.

В 15—20 км на северо-северо-запад от г. Камагуэй и в 3—3,5 км южнее зоны контакта массива со свитой кубитас среди останцов кровли, представленных кремнистыми сланцами мела, встречены породы, состоящие из граната (гроссуляр) и хлорита (см. табл. V, 5) и везувиана (см. табл. V, 6). Вблизи выходов этих пород обнажаются и гарцбургиты и троктолиты. Эти находки гранат-везувиановых пород с хлоритом среди останцов кровли дают основание предполагать наличие здесь контактовой минерализации.

Поскольку в массиве Камагуэй вскрыты его верхние апикальные части и нигде не обнажаются породы постели, нет достаточных данных для суждения о мощности и форме массива. Можно говорить лишь, что в северо-западной своей части он эродирован глубже.

Сходство геолого-тектонических условий и некоторых петрографических черт массивов Камагуэй и Маяри-Баракоа позволяет предположить, что и массив Камагуэй имеет лакколитоподобную форму.

Главнейшей закономерностью размещения хромитового оруденения является размещение рудных обособлений вблизи кровли массива в тесной связи с породами габброидного комплекса (фиг. 12).

Для абсолютного большинства хромитовых месторождений характерна пространственная их близость к обособлениям габбро, которые обнажаются или непосредственно около района оруденения или отстоят от него всего на 200—700 м (в плане). В тех случаях, когда вблизи месторождений отсутствуют значительные поля вулканогенно-осадочных и меловых отложений и пород габбрового семейства, степень эрозионного размыва рудных участков оценивается по небольшим останцам троктолитов среди перидотитов (район месторождений Гиллермина, Марга-

рита и др.). Хотя и намечается тесная пространственная связь оруденения с габброидами, рудные обособления всегда располагаются в перидотитах.

Для рудных обособлений характерно постоянство сложения руд и их состава. Получение же соответствующих данных о форме рудных тел при полевых работах было затруднено обводненностью карьеров. Наиболее изученным в этом отношении следует считать месторождение Камагуэй II.

Здесь на основании данных бурения, проведенного при поисково-разведочных работах, выявлено четыре рудных тела, имеющих форму усложненных линз, кулисообразно сменяющих одна другую.

Рудные тела не выходят на дневную поверхность и располагаются на глубинах от 38 до 200 м. Самое крупное из них имеет протяженность по простиранию 236 м и по падению от 25 до 102 м. Мощность его варьирует от 3 до 43 м. Другие тела значительно уступают ему по величине. Все рудные тела падают на север под углами 45—60°.

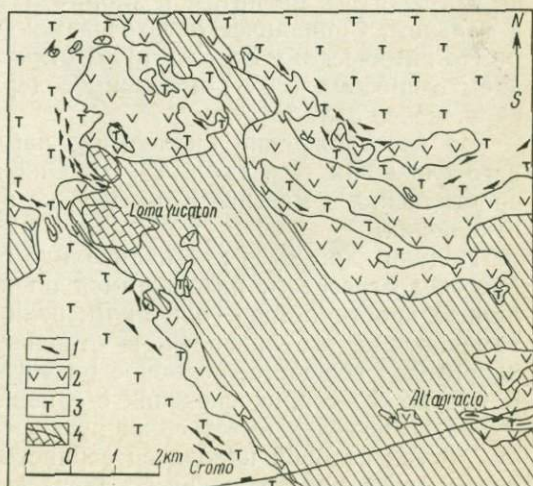
Месторождение Виктория, по данным Т. П. Тейера (Thayer, 1942), также представлено серией сближенных линзообразных тел мощностью до 10 м. Они падают на Ю-З под углами 45—60° и тупо выклиниваются на глубине.

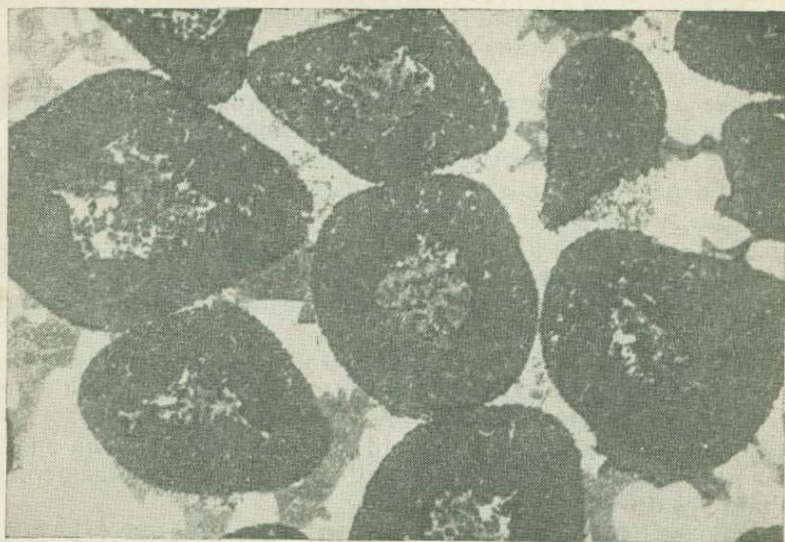
Таково строение наиболее крупных рудных обособлений. В карьерах отмечаются маломощные рудные жилы в перидотитах, которые сопровождают рудные тела.

Для руд наиболее характерны густовкрапленная, средне- и крупнозернистая текстуры, вкрапленные руды довольно редки. Форма зерен хромшпинелидов либо идиоморфная (табл. VI, 1), либо неправильная (см. табл. VI, 2). Зерна однородные, но

Фиг. 12. Схема размещения хромитовых месторождений массива Камагуэй в районе горы Юкатан (составлена Ю. Л. Семеновым по материалам Флинта, Альбеара, Гилда)

- 1 — месторождения хромитов;
- 2 — троктолиты, оливниново-габбро, габбро-анортозиты;
- 3 — серпентиниты, серпентинизированные гарцбургиты и дуниты;
- 4 — меловые эффузивно-осадочные отложения





Фиг. 13. Хромитовая руда нодулярного сложения из месторождения Гиллермина. Штуф, снято в косом свете, увел. 4

иногда по крупности хромшпинелидов обособляются два семейства, как это видно в табл. VI, 1. Силикатная составляющая руд изначально, по-видимому, была представлена оливином, реликты которого иногда сохраняются. По оливину развились лизардит и брусит. Вблизи даек троктолитов, а также оливиновых и пироксеновых габбро, оливин замещается плагиоклазом и диопсидом, которые в свою очередь частично или полностью замещены сосюритом, пренитом и хлоритом (кеммерерит), серицитом и тальком. Спорадически встречается уваровит.

По химическому составу руды отличаются высоким содержанием глинозема (30%) и низким содержанием Cr_2O_3 (как правило, менее 35%).

На месторождении Гиллермина наблюдались руды нодулярного сложения (см. табл. VI, 3). Они не имеют широкого распространения в массиве Камагуэй, но интересны в генетическом отношении.

Нодулы слагаются хромшпинелидом и тонкодисперсным хлоритовым агрегатом, развившимся по плагиоклазу, а междундулярное пространство — оливином, реликтами которого насыщен замещающий его лизардит. В отдельных участках встречается хлоритовое вещество, подобное развитому в нодулях (фиг. 13). В местах его соприкосновения с оливином встречается диопсид.

Часть нодулей имеет сплошную хромшпинелидовую оболочку, внутри которой находится зернистый агрегат хромшпинелидов и плагиоклазов, в других случаях такая оболочка отсутст-

вует, и периферия нодулей сложена плагиоклазом и хромшпинелидом.

Вблизи месторождений ла-Нона и Карне-Солтос развиты породы габброидного комплекса. Здесь среди троктолитов встречаются небольшие тела хромитовых руд, окаймленные верлитами. Руды мелкозернисты, с размером зерен до 1 мм, и чрезвычайно глиноземисты. Для них характерно обилие силикатных включений округлой формы внутри зерен хромшпинелидов (см. табл. VI, 4). Цемент руд представлен то хлоритом, то серпентином. Хромшпинелид отличается высоким содержанием алюминия и бедностью хромом.

По условиям залегания, текстурно-структурным особенностям и химическому составу эти руды аналогичны развитым в Степнинском районе Кемпирсайского массива.

Химический состав породо- и рудообразующих минералов

Сведения о химическом составе минералов, слагающих породы и руды ультраосновных массивов Кубы, весьма ограничены и базируются, как правило, на оптических определениях. Немногочисленные полные химические анализы приводятся лишь для рудообразующих хромшпинелидов (Thayer, 1942; Guild, 1947).

Считая такие данные необходимыми для выяснения петрохимических особенностей массивов, мы проделали определение составов оливинов, пироксенов, а также аксессуарных и рудообразующих хромшпинелидов из пород и руд массивов Маяри-Баракоа и Камагуэй. Состав породообразующих минералов определялся на рентгеновском микроанализаторе М-8-46 фирмы «Сатеса». Состав рудообразующих хромшпинелидов определен путем спектрального и полного химического анализа.

В табл. 2 приведены данные составов оливинов из перидотитов, пород дунит-верлитового ряда, образующих оторочки вокруг рудных тел, а также из троктолитов и оливин-пироксенового габбро.

Анализы показывают большое постоянство состава оливинов из ультраосновных пород и значительные вариации для троктолитов и габбро. Оливины гарцбургитов массивов Маяри-Баракоа и Камагуэй содержат около 9% фаялитового компонента ($Fa=8,36-9,32$). Оливин пород дунит-верлитового ряда из околорудных оторочек массива Маяри-Баракоа по железистости тождествен оливину из гарцбургитов ($Fa=9,0-9,12$), тогда как в оливине из околорудных дунитов массива Камагуэй содержание фаялитового компонента снижается ($Fa=6,95-7,13$). Содержание фаялитового компонента в оливинах троктолитов массива Камагуэй находится в пределах 8,2—15,9%, а оливин из оливин-пироксенового габбро как в массиве Камагуэй, так и в

массиве Маяри-Баракоа еще более железистый, чем оливин перидотитов и троктолитов ($Fa=20,7-24,0$). Таким образом, наблюдается нарастание железистости оливинов в ряду гарцбургит — троктолит — оливин-пироксеновое габбро. Анализы показывают обычное для оливинов содержание никеля и марганца.

Ромбические и моноклинные пироксены также изучались с помощью микроанализатора. Установлено, что в массиве Маяри-Баракоа в районе месторождений Нарцисо II и Кайо-Гуан и в массиве Камагуэй вблизи месторождений Виктория и Аventura ромбические пироксены маложелезисты и отличаются постоянством состава (FeO 4,5—5,2 вес. %). В энстатите присутствует Al_2O_3 (около 1 вес. %) и незначительное количество Ni, Mn и Sr.

Диопсид из перидотита района месторождения Кайо-Гуан отличается низкой железистостью (FeO — 1,7 вес. %), содержит 22% CaO и 1,6% Al_2O_3 . Анализ диопсида из диопсидсодержащего дунита околорудной оторочки на месторождении Дельта II существенно не отличается от диопсида из перидотитов.

Для изучения состава рудообразующих хромшпинелидов химически проанализированы шесть рудных концентратов. Эти анализы вместе с восемью, опубликованными ранее Тейером и Гилдом, дают некоторое представление о вариациях состава хромшпинелидов как в отдельных массивах, так и в пределах рудных районов. Данные анализов приводятся в табл. 3.

Анализы относятся к массивам Маяри-Баракоа, Камагуэй и Ольгин. В массиве Маяри-Баракоа проанализированы хромшпинелиды руд района Маяри, пространственно сопряженных с дунит-перидотитовым комплексом (анализы 1—4) и из района Моа, где рудные тела, окаймленные дунит-верлитовыми оторочками, вмещаются перидотитами (5—8). Пять анализов принадлежат хромшпинелидам руд массива Камагуэй и характеризуют как месторождения в некотором удалении от выходов пород габброидной серии (9—11), так и небольшие хромитовые скопления, обособляющиеся в непосредственной близости к троктолитам (12) и среди троктолитов (13). Последний анализ показывает состав хромшпинелида месторождения Клименсия массива Ольгин (14).

Для удобства рассмотрения полученного материала данные анализов рудных концентратов были пересчитаны на чистое хромитовое вещество и приведены к 100 вес. %. Вычислением установлен также катионный состав элементарных ячеек шпинелидов, условный молекулярный состав и ряд других характеристик (табл. 4).

Анализы свидетельствуют о широких вариациях в содержании хрома и алюминия в хромшпинелидах руд Кубы и незначительных их колебаниях в хромшпинелидах из месторождений отдельных рудных районов. При этом содержание Fe_2O_3 , FeO и MgO изменяются сравнительно незначительно. Пределы содержаний основных шпинелеобразующих окислов следующие

Таблица 2

Химический состав оливинов из пород массивов Маяри-Баракоа (район Моа) и Камагуэй

Порода	Массив	Место взятия образца	№ обр.	Содержание элементов в окислах						%, Fa	
				FeO	MgO	SiO ₂	MnO	NiO	Сумма		
Дунит (дунит-вердиготового ряда)	Моа	Месторождение Дельта II	97	9,00	50,85	41,95	0,09	0,30	102,19	9,1	
	»	» Мельба	134	8,90	48,80					9,0	
	Камагуэй	»	Авентура	195-2	6,85	50,20	41,00	0,20	0,34	98,59	6,9
				195-3	6,95	50,20	41,10	0,24	0,28	98,77	7,0
				195-4	7,10	50,70	41,20	0,28	0,32	99,60	7,1
Перидотит	Моа	Месторождение Нарциссо II	131	7,70	50,5					7,8	
	»	»	Кайо-Гуан	106-4	8,90	47,55	41,35	0,13	0,32	98,25	9,0
				106-5	8,80	48,00	41,40	0,14	0,32	98,66	8,9
				179-2	8,30	50,30					8,4
	Камагуэй	»	Виктория	179-3	9,00	49,00					9,1
					187-1	9,00	48,70				
	»	»	Авентура		9,20	48,50					9,3
					9,10	48,60					9,2
				188-1	8,82	50,16	41,13	0,11	0,30	100,52	8,9
				188-2	8,78	51,10	40,48	0,09	0,31	100,76	8,9
188-3				8,86	49,80	40,26	0,11	0,29	99,31	9,0	
Троктолит	Камагуэй	Район месторождения Корне-Солтос	245-1	8,45	50,92	41,02	0,9	0,18	100,66	8,5	
			245-2	8,52	50,88	41,58	0,10	0,16	101,24	8,6	
			245-3	8,12	50,62	41,14	0,11	0,12	100,11	8,2	
	»	21 км автострады к востоку от г. Камагуэй	167-1	14,6	45,4					15,2	
			167-2	14,8	45,6					15,9	
Оливин-пироксеновое габро	Моа	5 км к Ю-Ю-В от месторождения Дельта	126-1	23,10	41,00	—	0,27	0,10		24,0	
			126-2	23,10	42,70	—	0,29	0,09		24,0	
	Камагуэй	21 км автострады к востоку от г. Камагуэй	168-2	19,5	41,4					20,7	
			168-3	19,5	41,8						

Таблица 3

Химический состав концентратов рудообразующих хромшпинелидов из месторождений Кубы

Оксиды	Массив Маяри-Баракоа								Массив Камагуэй					Массив Олыгин	
	район Маяри				район Моа				9	10	11	12	13		14
	1	2	3	4	5	6	7	8							
SiO ₂	0,53	0,39	0,32	1,34	0,52	0,24	0,80	0,71	0,24	1,83	0,52	0,60	2,56	0,68	
TiO ₂	0,15	0,15	0,13	0,12	0,19	0,06	0,44	0,15	0,31	0,12	0,63	0,20	0,17	0,31	
Al ₂ O ₃	11,43	15,58	13,77	13,63	30,30	30,96	24,96	29,05	32,21	32,81	30,37	44,73	49,07	26,70	
Cr ₂ O ₃	58,68	53,81	56,89	53,23	38,26	38,03	39,62	38,25	35,21	32,73	35,60	22,31	14,58	41,78	
Fe ₂ O ₃	2,62	2,13	1,27	2,59	2,55	2,54	5,21	2,74	2,83	3,08	3,65	7,04	4,18	2,16	
FeO	10,44	12,24	13,44	14,38	10,84	10,36	14,00	12,16	12,11	11,22	13,04	7,22	7,41	11,33	
MnO	0,11	0,16	0,17	0,20	0,09	0,03	0,15	0,15	0,13	0,14	0,15	0,16	0,16	0,14	
MgO	15,78	15,40	14,42	14,35	17,22	17,43	14,60	16,71	16,89	17,27	16,14	17,04	19,73	16,15	
CaO	0,00	0,00	0,12	0,00	0,30	0,02	0,20	0,00	0,28	0,00	0,28	0,14	0,00	0,14	
Na ₂ O	0,00	0,00	—	0,00	—	—	—	0,01	—	0,05	—	—	0,04	—	
K ₂ O	0,00	0,00	—	0,01	—	—	—	0,006	—	0,015	—	—	0,037	—	
NiO	0,15	0,10	—	0,09	—	—	—	0,19	—	0,19	—	—	0,30	—	
CoO	0,00	0,05	—	0,08	—	—	—	0,06	—	0,06	—	—	0,10	—	
V ₂ O ₅	0,09	0,11	—	0,17	—	—	—	0,16	—	0,15	—	—	0,11	—	
H ₂ O ⁺	0,23	0,10	—	0,44	—	—	—	0,16	—	0,63	—	—	1,83	—	
H ₂ O ⁻	0,00	0,00	—	0,00	0,12	0,10	0,02	0,00	—	0,00	—	—	0,00	—	
P ₂ O ₅	—	—	—	—	0,06	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Сумма	100,20	100,22	100,21	100,63	100,45	99,88	100,06	100,506	100,21	100,295	100,38	100,30	100,277	100,36	

1—3— Каледония, 4— Касимба, 5— Нарцисо, 6— Кайо-Гуан, 7— Потоси, 8— Курба (группа Потоси), 9— Аventura, 10— Ангелция, 11— Гиллермина, 12— Карне-Салтос, 13— хромитовая минерализация в троктолитах, 14— Клеменция.

Анализы 1,2,4,8,10,13— выполнены в Центральной химической лаборатории ИГЕМ АН СССР О. П. Острогорской. Данные анализов 3,6,9,11,12,14— заимствованы из работы Тейера (Thayer, 1942), анализов 5—7 из работы Гилда (Guild, 1956).

Таблица 4

Данные пересчетов химических анализов хромшпинелидов, приведенных в табл. 3

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
--------	---	---	---	---	---	---	---	---	---	----	----	----	----	----

Состав, приведенный к 100% вес. после исключения минеральных примесей

Al_2O_3	11,67	16,21	13,76	14,25	30,74	31,15	25,52	29,70	32,72	34,20	31,01	45,61	45,18	26,91
Cr_2O_3	59,91	55,02	56,85	55,67	38,82	38,27	40,51	39,11	35,78	34,12	36,35	22,74	17,95	42,10
Fe_2O_3	2,67	2,18	2,70	2,26	2,59	2,55	5,33	2,81	2,88	3,21	3,73	2,45	3,93	3,22
FeO	10,71	11,66	12,60	15,27	10,81	10,67	14,32	12,73	12,31	12,20	13,33	11,87	10,28	11,49
MgO	15,04	14,93	14,09	12,55	17,04	17,36	14,32	15,65	16,31	16,27	15,67	17,33	22,65	16,28

Числа катионов в элементарной ячейке на 32 O

Al	3,55	4,74	4,13	4,31	8,45	8,64	7,37	8,24	8,97	9,29	8,67	11,58	12,78	7,59
Cr	12,01	10,83	11,35	11,18	7,10	6,29	7,66	7,24	6,52	6,22	6,67	4,01	2,67	7,84
Fe^{3+}	0,44	0,43	0,52	0,51	0,45	0,44	0,97	0,52	0,51	0,49	0,66	0,41	0,55	0,57
Fe^{2+}	2,27	2,43	2,66	3,24	2,09	2,03	2,84	2,49	2,36	2,36	2,57	2,21	1,61	2,75
Mg	5,73	5,57	5,34	4,76	5,91	5,97	5,16	5,51	5,64	5,64	5,43	5,79	6,39	5,75

Условный молекулярный состав

$MgAl_2O_4$	22,18	29,64	25,81	26,95	52,82	53,98	46,04	51,53	56,06	58,05	54,19	72,40	79,86	47,42
$MgCr_2O_4$	49,42	39,96	40,99	32,53	21,13	20,59	18,41	17,30	14,41	12,48	13,72	0,00	0,00	24,42
$FeCr_2O_4$	25,68	27,72	29,98	37,32	23,24	22,66	29,47	27,93	26,36	26,40	27,99	25,04	16,67	24,60
$FeFe_2O_4$	2,72	2,68	3,22	3,20	2,81	2,77	6,08	3,24	3,16	3,07	4,10	2,56	3,47	3,56
<i>m</i>	71,60	69,60	66,80	59,88	72,19	74,57	64,45	68,83	70,48	70,52	67,91	72,40	79,86	71,84
<i>f</i>	28,40	30,40	23,20	40,52	27,81	25,43	35,55	31,17	29,52	29,47	32,09	27,60	20,14	28,16
<i>φ</i>	75,10	67,78	70,97	69,85	44,47	43,25	47,88	45,23	40,77	38,88	41,71	25,04	16,67	49,02
f_{Cr}	34,20	40,96	42,25	53,42	51,16	52,40	61,54	61,75	64,66	67,91	67,03	100,00	100,00	49,82

(в вес. %): Cr_2O_3 17,95—59,91; Al_2O_3 11,67—45,18; Fe_2O_3 2,18—5,33; FeO 10,28—14,32; MgO 12,55—17,36.

При нерезких различиях в общей магнезиальности и железистости хромшпинелидов ($m=60-80$) обращает внимание широкий диапазон изменений железистости хромсодержащих молекул ($f_{\text{Cr}}=34-100$), параметра, который согласно исследованиям хромшпинелидов из месторождений Урала, связан не только с содержанием хрома в хромшпинелиде, но и является показателем масштаба оруденения (Чупрынина, Павлов, 1971).

Хромшпинелиды месторождений и рудопроявлений Кубы принадлежат к ряду минеральных видов — магнохромит, алюмохромит, хромпикотит и пикотит. Руды района Маяри слагаются магнохромитом и алюмохромитом, а в месторождениях района Моа и массива Камагуэй — хромпикотитом. Оруденение, пространственно сопряженное с полями троктолитов, представлено хромпикотитом и пикотитом.

Таким образом, рудам, приуроченным к разным петрографическим комплексам и находящимся в различных горизонтах плутонов, свойствен определен состав рудообразующих хромшпинелидов.

Определение состава аксессуарных хромшпинелидов из диопсидсодержащих дунитов, образующих оторочки вокруг рудных тел, и из перидотитов, вмещающих эти рудные тела в массивах Маяри-Баракоа и Камагуэй, проведенные с помощью микроанализатора (табл. 5), показали, что аксессуарные хромшпинелиды перидотитов содержат Cr_2O_3 41—43,5 вес.%, т. е. больше, чем рудообразующие. В то же время в аксессуарных хромшпинелидах содержится больше железа и меньше магния в сравнении с рудообразующими (FeO 20—25%, MgO 9,5—11,5%).

Таблица 5

Химический состав аксессуарных хромшпинелидов из ультрабазитов Кубы

Порода	Номер образца	Al_2O_3	Cr_2O_3	MgO	FeO	NiO
Диопсидсодержащий дунит, м-ние Авентура, массив Камагуэй	195-4	28,0	35,8	10,5	24,6	0,04
	195-3	29,0	35,3	11,0	23,7	0,04
	195-2	31,0	33,0	11,8	23,0	0,04
Перидотит, м-ние Авентура, массив Камагуэй	188	25,48	41,8	9,80	24,23	0,08
	188	20,51	43,5	9,36	25,12	0,06
Диопсидсодержащий дунит, м-ние Дельта II, массив Маяри-Баракоа	97-1	28,7	31,30	12,5	23,7	0,10
	97-2	29,8	31,52	14,4	18,4	0,18
Перидотит, м-ние Кайо-Гуан, массив Маяри Баракоа	106-1	25,4	41,19	11,4	19,7	0,06

В диопсидсодержащих дунитах аксессуарные хромшпинелиды по хромистости одинаковы с рудообразующими (месторождение Авентура) или даже более глиноземисты (месторождение Дельта II). По содержанию же магния (MgO 10,5—14) они уступают рудообразующим, а по содержанию железа превосходят хромшпинелиды руд, так же как и аксессуарные хромшпинелиды из перидотитов. Содержания Ni и CoO не превышают 0,2, MnO и TiO_2 ниже 0,3 вес. %.

Для ряда образцов хромшпинелидов из руд различных месторождений Кубы были измерены параметры элементарных ячеек их пространственной решетки, a° определялось для химически проанализированных образцов. Это позволило проследить зависимость величины элементарной ячейки от ее катионного состава. В исследованных образцах, которые довольно полно отражают вариации состава хромшпинелидов Кубы (анализы 1, 2, 4, 8, 10, 13, табл. 3 и 4), колебания в содержании основных шпинелеобразующих окислов и в содержании катионов в элементарных ячейках шпинелидов находятся в следующих пределах: Cr_2O_3 17,95—59,91; Al_2O_3 11,67—45,18; Fe_2O_3 2,18—3,93; FeO 10,28—15,27; MgO 12,55—22,65; Cr 2,67—12,01; Al 3,55—12,78; Fe^{2+} 1,61—3,24; Mg 4,76—6,39; Fe^{3+} 0,44—0,55. Это показывает, что для них характерны широкие изоморфные замещения между хромом и алюминием при значительно менее изменяющихся содержаниях Fe^{2+} , Mg и постоянстве содержания Fe^{3+} .

Величина ребра элементарной ячейки в измеренных образцах оказалась равной 8,300; 8,294; 8,270; 8,231; 8,216; 8,140 при содержании атомов хрома соответственно 12,01; 11,18; 10,83; 7,24; 6,22; 2,67.

CoO	MnO	TiO_2	Сумма
0,09	0,3	0,20	99,53
0,10	0,3	0,15	99,59
0,09	0,3	0,27	99,50
0,03	0,18	0,30	100,60
0,04	0,21	0,27	99,07
0,06	0,25	0,15	96,76
0,06	0,17	0,17	94,70
0,06	0,21	0,05	93,07

Следовательно, величина ребра элементарной ячейки этих хромшпинелидов находится в прямой зависимости от содержания в них хрома. Эта зависимость была изучена ранее для хромшпинелидов Кемпирсайского плутона, для хромшпинелидов Кубы она проявлена настолько четко, что представляется целесообразным применить измерение a_0 при дальнейшем более детальном изучении вариаций химического состава хромшпинелидов в ультраосновных плутонах Кубы.

На других массивах, таких как Ольгин и Санта Клара, где хромитовое оруденение проявлено весьма слабо, основное внимание нами было уделено вопросу влияния тектоники на ультраосновные тела и в частности выяснению масштабов перемещения уже закристаллизованных ультраосновных пород в холодном состоянии.

Основные выводы, которые можно сделать по результатам наблюдения в этих и других массивах, следующие.

Интрузия ультрабазитов происходила в начальный этап развития геосинклинали; интрузивы пережили орогенный этап и испытали на себе многократные тектонические воздействия. Тектонические воздействия проявлялись и после их автосерпентинизации, развитой более интенсивно в периферических частях плутонов. Физико-механические свойства серпентинитов определили их текучесть: серпентиниты иначе, чем любые другие интрузивные породы, реагируют на давления, в них особенно часто фиксируются разлинзование и срывы по контактам. Следствием этого является трудность обнаружения контактовой минерализации.

Массивы, разные по величине и мощности, реагировали на тектонические воздействия по-разному. В крупных массивах (Маяри-Баракоа) четко проявлены разрывы, разломы и блоковые перемещения, а в маломощных также и пликативные нарушения. В массивах с изменчивой мощностью, как, например, в районе Ольгина в участках возрастания мощности и незначительной серпентинизации преобладает разрывная тектоника, а в местах с меньшей мощностью ультрабазитов — складчатость и широкое развитие разлинзования.

Величина массивов на территории Кубы нарастает с запада на восток. Степень же тектонической нарушенности ультрабазитов убывает в том же направлении.

Внутри хромитоносных массивов наиболее нарушенными оказываются не только краевые зоны, но и рудоносные. Это обусловлено разной компетентностью сред в связи с поздней кристаллизацией остаточного рудно-силикатного расплава. Поэтому в рудоносных зонах больше, чем за их пределами проявляются интратрудные и пострудные нарушения, часто фиксирующиеся жильными образованиями.

Как известно, рядом авторов развиваются представления о холодном внедрении ультрабазитов.

Наблюдения, проведенные в районах, которые отмечались в качестве ярких примеров проявления захвата ультрабазитами при их холодном внедрении блоков чужеродных пород, не дают основания для такого суждения. В осмотренных нами обнажениях «включения» представляют собой расположенные в тектонических зонах блоки измененных ультрабазитов, пород дайко-

вой серии и гидротермально переработанных вмещающих пород (4—5 км дороги Санта — Клара — Маникарагуа) либо, наконец, породы зоны гидротермальной минерализации ультрабазитов же (г. Пеломало, 9 км дороги Санта — Клара — Камагуэй). Вопрос о наличии внутри тел ультрабазитов обломков и блоков чужеродных пород, не известных в стратиграфическом разрезе района, требует дополнительного более углубленного петрографического изучения. Тем более что это является одним из основных аргументов в пользу холодного внедрения ультрабазитов. К тому же определенное вполне закономерное внутреннее строение ультраосновных массивов, характерное не только для Кубы, но и для других изучавшихся нами регионов, строго закономерное размещение в этих массивах петрографических фаций и приуроченность к ним рудоносных горизонтов с оруденением вполне определенного химического состава, не позволяют считать ультраосновные тела образованными случайной смесью обломков полнокристаллического мантийного вещества и захваченных по пути его перемещения различных чужеродных пород.

Генезис ультрабазитов и их рудоносность

Рассмотрение условий формирования хромитовых месторождений невозможно в отрыве от генезиса вмещающих их ультрабазитов. Все исследователи, изучавшие в разное время хромитоносность ультрабазитов Кубы, считают ультраосновные породы магматическими образованиями, а хромитовые руды — одной из фаций этого магматического комплекса (Тейер, Флинт, Гилд, Адамович, Семенов, Лисицин, Мурашко, Демин и др.). Выше было показано, что пока еще нет достаточных оснований для отрицания магматического происхождения ультраосновных пород. Изложенный фактический материал не позволяет принять точку зрения об их формировании путем холодного внедрения по разломам мантийных обломков и блоков твердых полнокристаллических пород.

История формирования ультраосновных плутонов представляется нам в следующем виде.

На ранних этапах развития Кубинской геосинклинали, вслед за излияниями эффузивов основного и среднего состава, по глубинному разлому, соответствующему современной зоне сочленения эв- и миогеосинклинали, из подкоровых глубин внедрялась ультраосновная магма, давшая гипербазитовые плутоны, представляющие собой интрузивный член офиолитовой формации.

Внедрение происходило в верхнемеловое время, что доказывает прорывом ультрабазитами отложений нижнего и верхнего мела, до кампана включительно, и размывом ультраосновных массивов в маастрихтское время.

Устанавливается определенная направленность в масштабах

проявления ультраосновного магматизма. Это отражено в нарастании с запада на восток степени насыщения интрузивными телами участков эвгеосинклинали, прилегающих к зонам глубинных разломов, и в размерах отдельных ультраосновных тел.

В связи с проявлением складчатости орогенного этапа развития геосинклинали, мелкие тела ультрабазитов утратили связь с подводными каналами и стали бескорневыми; крупные же массивы сохраняли такую связь более длительное время.

Петрографический состав комплексов, слагающих мелкие и крупные интрузивы, различен. Для мелких тел характерна большая монотонность петрографического состава (это в основном перидотиты), а для крупных свойственна более высокая степень дифференцированности, вплоть до проявления зональности.

В прямой связи со степенью дифференцированности плутонов находится их хромитонность. Мелкие — недифференцированные, бескорневые (наиболее тектонически нарушенные) тела ультрабазитов, как правило, содержат очень незначительные проявления высокоглиноземистых хромитовых руд, тогда как в мощных дифференцированных плутонах имеется более крупное по размерам оруденение. При этом определенным петрографическим зонам таких плутонов соответствует оруденение определенного химического состава. Таким образом, по мере продвижения с запада на восток не только возрастают размеры интрузивных тел, но и степень их дифференцированности.

Относительно обособления рудного вещества, как фации ультрабазитов, и механизма формирования рудных тел в плутонах на месте их современного залегания существует ряд мнений. Так, Г. П. Тейер (Thayer, 1942), Д. Е. Флинт (Flint, 1948) и П. В. Гилд (Guild, 1947) считали, что хромитовые руды образованы путем сегрегации хромшпинелидов из кристаллизующегося ультраосновного расплава в пределах глубинного очага, в результате чего у его днища возник твердый хромитовый слой. После внедрения силикатной части расплава в камеру плутона и его частичной кристаллизации по прототектоническим каналам происходило дополнительное поступление смеси кристаллов оливина и интерстициального расплава, которая увлекала с собой фрагменты твердых рудных слоев и транспортировала их в прикровельные горизонты плутона, сложенные габбро, троктолитами и анортозитами.

В более поздней работе Т. П. Тейера (Thayer, 1969) «подформные» хромитовые месторождения и в их числе месторождения Кубы рассматриваются первоначально образованными в виде слоев при гравитационной дифференциации жидкой магмы в верхних частях мантии, подобно тому, как образуются хромитовые слои в стратиформных интрузивах.

Далее эти расслоенные дифференциаты в виде «горячей мешанины» перемещались в земную кору. При этом хромит был твердым и жестким по сравнению с оливином и плагиоклазом,

которые хотя и были твердыми, вели себя более или менее пластично при дроблении и перекристаллизации.

А. Т. Демин и А. К. Косарецкий (1966), рассматривая генезис хромитовых месторождений Кубы, также допускают существование двух сопряженных стадий формирования хромитоносных плутонов. На первой стадии произошло внедрение перидотитового расплава и обособление в глубоких горизонтах плутона, в процессе кристаллизации остаточного рудно-силикатного расплава; со второй стадией связан вынос рудного вещества «в полутвердом состоянии» габброидным расплавом в верхние горизонты и локализация его по разрывным нарушениям в ранее внедрившихся перидотитах.

Ю. Л. Семенов (1968) выделяет два генетических типа хромитовых руд — сегрегационный и гистеромагматический. Образование их представляется следующим: магматический расплав, заполнив камеру плутона, расчленяется на части габброидного и ультраосновного состава, последующая кристаллизация образует габброиды на верхних уровнях тела и ультрабазиты в более глубоких.

Хромшпинелиды и оливин, выделяющиеся первыми в процессе кристаллизации, осаждаются и накапливаются в глубоких частях магматической камеры, образуя сегрегационные рудные тела, которые локализуются в сопряжении с дунитами. В процессе кристаллизации формируются также и остаточные рудные расплавы. Будучи отжатыми по системе прототектонических трещин, они кристаллизуются в перидотитах вблизи их границы с габброидами. Механизм формирования руд первого типа автор считает аналогичным формированию месторождений в стратиформных ультраосновных интрузивах платформенных областей. Руды же второго типа и процессы их формирования сопоставляются с аналогичными в ультраосновных массивах геосинклинальных областей.

Нами длительное время изучались сложно дифференцированные массивы Урала и в их числе один из уникальных по хромитоносности — Кемпирсайский плутон. Было выявлено, что для них характерно закономерное размещение петрографических фаций, или зональность, подобная описанной выше при характеристике массива Маяри-Баракоа. Она проявляется в уменьшении кремнекислотности комплексов пород по мере приближения к каналу, через который происходило поступление ультраосновного материала. В удалении от него размещаются оливин-плагноклазовые породы — троктолиты, иногда пироксениты, затем следует горизонт перидотитов и далее перидотиты с значительным количеством дунитовых обособлений. Изменяется не только соотношение пород разной кислотности в этих комплексах, но и химический состав слагающих их минералов и породообразующих и аксессуарных. Прежде всего, меняются соотношения железа и магния в породообразующем оливине, хотя и в неболь-

ших пределах (от 1,5 до 11% фаялитового компонента); изменения эти вполне закономерны.

Изменяется также соотношение железа и магния в хромсодержащих молекулах аксессуарных хромшпинелидов. Железистость оливина и хромсодержащих молекул в хромшпинелидах находятся в прямой зависимости (Павлов, Чупрынина, 1969).

Установлено, что оруденение локализуется в трех горизонтах. Первый располагается в зоне перехода от троктолитов к перидотитам, второй приурочен к перидотитам гарцбургитового состава, а третий сопряжен с шлирово-полосчатым дунит-перидотитовым комплексом, проявляющимся вблизи подводющего канала. Руды, размещенные в этих горизонтах, различны как по химическому составу рудообразующих хромшпинелидов, так и по масштабам их скоплений. Так, в верхнем горизонте размер рудных тел невелик, а руды глиноземисты и низкохромисты. В перидотитовом горизонте рудные тела несколько крупнее, но также слагаются высокоглиноземистым хромшпинелидом. Мощные и протяженные тела руд высокого качества размещаются в третьем горизонте, в дунит-гарцбургитовом комплексе вблизи подводющего канала (Павлов, Чупрынина, 1967; Павлов и др., 1968).

В рудообразующих хромшпинелидах от горизонта к горизонту с уменьшением кремнекислотности вмещающих петрографических комплексов уменьшается и количество железа в хромсодержащих молекулах (f_{Cr} — по расчету химических анализов). В пределах каждого из горизонтов величина f_{Cr} закономерно уменьшается по мере увеличения концентрации рудного вещества, т. е. с возрастанием масштабов оруденения.

Ознакомление с особенностями геологического строения ультраосновных массивов Кубы показало, что наиболее крупные из них имеют много общих черт с хромитосными плутонами СССР, как в строении интрузивных тел, так и в локализации в них оруденения.

Петрографический разрез с оруденением дунит-гарцбургитового и собственно гарцбургитового рудоносных горизонтов представлен в огромном интрузивном теле Маяри-Баракоа.

В массиве Камагуэй эрозией вскрыты только верхние части интрузивного тела и соответствующие им два типа оруденения. Первое связано с небольшими телами дунитов и перидотитов (верлитов), обособляющихся среди троктолитов. Оно не имеет промышленного значения и интересно лишь в генетическом отношении. Оруденение другого типа локализуется в залегающих ниже гарцбургитах. Основные промышленные месторождения размещаются в этом рудоносном горизонте. Он развит и в массиве Маяри-Баракоа. Именно этот горизонт является до сих пор основным источником добычи руд на Кубе, хотя, как известно из мировой практики, для таких горизонтов не характерно крупномасштабное оруденение (с миллионными запасами).

Проведенный нами анализ имеющихся в литературе весьма малочисленных сведений о химическом составе рудообразующих хромшпинелидов из ультраосновных массивов Кубы и полученных нами данных (табл. 2 и 3) также подтверждает существование названных продуктивных горизонтов, специфику состава шпинелидов каждого из горизонтов и сходство с оруденением изученных нами массивов Урала, особенно Кемпирсайского.

Данные табл. 6 позволяют сопоставить характерные особенности рудообразующих хромшпинелидов из горизонтов разной глубинности Кемпирсайского плутона и оруденения, занимающего аналогичное положение в интрузивах Кубы как по содержанию в них окислов железа и хрома (вес. %), так и по вычисленным показателям (в мол. %) их хромистости

$$\Phi = \frac{\text{Cr}_2\text{O}_3 \cdot 100}{\text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3}$$

и железистости хромсодержащих молекул

$$f_{\text{Cr}} = \frac{\text{Fe Cr}_2\text{O}_4 \cdot 100}{\text{Fe Cr}_2\text{O}_4 + \text{Mg Cr}_2\text{O}_4}$$

Для первого горизонта, непосредственно связанного с габброидами и являющегося непромышленным как в Кемпирсайском массиве, так и в массиве Камагуэй, характерно низкое содержание хрома в хромшпинелидах и максимальное значение f_{Cr} (90—100%). Возможно, руды этого типа развиты и в массиве Маяри-Баракоа.

Хромшпинелиды руд второго — собственно гарцбургитового горизонта массивов Кубы по содержанию хрома и алюминия, а также по величине f_{Cr} вполне сопоставимы с подобными рудами из соответствующего горизонта Кемпирсайского массива. Однако существуют некоторые отличия состава хромшпинелидов гарцбургитового горизонта в разных массивах. Так, в районе Моа содержание окиси хрома несколько выше, чем в массиве Камагуэй (38—40 и 34—36 вес. %). Соответственно f_{Cr} составляет 51—61% в рудообразующих хромшпинелидах района Моа и 65—68% Камагуэя. По-видимому, содержание хрома находится в связи с глубиной залегания рудного тела в гарцбургитовом горизонте и понижается с приближением к габброидам.

Хромшпинелиды руд третьего горизонта, связанного с дунит-гарцбургитовым комплексом Кемпирсайского массива, очень высокохромисты. В рудном поле крупные рудные тела сопровождаются более мелкими. При сравнительно небольших колебаниях содержания хрома в хромшпинелидах оно тем выше, чем крупнее рудные тела.

Как видно из табл. 6, состав хромшпинелидов месторождений Каледония и Касимба района Маяри довольно близок составу хромшпинелидов из более мелких рудных тел Кемпирсая. Содержание Cr_2O_3 — 55—60 вес. % в хромшпинелидах руд района

Таблица 6

Некоторые особенности химического состава хромшпинелидов Кемпирсайского плутона на Южном Урале и массивов Маяри-Баракоз, Камагуэй и Ольгин на Кубе

Окислы и другие показатели	Кемпирсайский массив	Маяри-Баракоа	Магуэй	Ольгин
I горизонт				
Cr ₂ O ₃	35,00	—	17,95—22,74	—
FeO	16,08	—	10,28—11,87	—
φ	40,50	—	16,67—25,04	—
f _{Cr}	89,58	—	100,00	—
II горизонт				
Cr ₂ O ₃	33,3—46,0	38,27—40,51	34,12—36,35	42,10
FeO	11,3—16,1	10,67—14,32	12,20—13,33	11,49
φ	38,4—55,3	43,25—47,88	38,88—41,71	49,02
f _{Cr}	49,7—80,0	51,16—61,75	64,66—67,91	49,82
III горизонт				
Мелкие рудные тела, сопутствующие крупным				
Cr ₂ O ₃	59,3—61,9	55,02—59,91	—	—
FeO	11,6—18,7	10,71—15,27	—	—
φ	74,65—77,87	79,85—75,10	—	—
f _{Cr}	37,86—49,10	34,20—53,42	—	—
Крупные рудные тела				
Cr ₂ O ₃	60,1—64,6	—	—	—
FeO	10,1—16,9	—	—	—
φ	77,80—82,64	—	—	—
f _{Cr}	20,03—49,34	—	—	—

Примечание. Значения Cr₂O₃ и FeO дана в вес. %, φ и f_{Cr} — в мол. %.

Маяри и 59—62 вес. % в рудах Кемпирсайского массива. Соответственно f_{Cr} составляет 34—53 и 38—49%. Эти рудные тела сопоставимы и по геологическим условиям залегания, текстурно-структурным особенностям руд и по масштабу оруденения.

По-видимому, следует предполагать наличие более крупных рудных концентраций в рудоносной зоне района Маяри подобно тому, как это отмечается в Главном рудном поле Кемпирсайского массива.

Можно ожидать также обнаружение дунит-перидотитового комплекса и сопряженного с ним оруденения в западной части массива Камагуэй.

Обобщая данные наблюдений по особенностям геологического строения и хромитоносности ультраосновных массивов Кубы и учитывая аналогичный фактический материал по другим геосинклинальным областям (Урал, Кавказ, Балканы, Монгольская геосинклиналь) и принимая во внимание сходство ультрабазитов Кубы с массивами, развитыми в этих регионах, можно наметить следующую генетическую схему.

В подкоровых условиях, в зоне верхней мантии, зарождается магматический очаг. После этого в нем происходит дифференциация вещества, приводящая к гетерогенности расплава; в верхних частях магматического очага накапливаются Al, Ca, Na, Fe, Ti и др., тогда как более глубокие его зоны обогащаются магнием и хромом.

При дальнейшей эволюции расплава начинается обособление участков существенно окисного состава. Этому способствует дистилляция летучих веществ мантии, дающих сложные комплексные соединения с шпинелеобразующими компонентами (Al, Cr, Fe). Комплексные соединения способны длительное время удерживать в расплаве рудные компоненты и таким образом понижать температуру его кристаллизации. В составе рудных расплавов находит отражение соотношение компонентов в исходном существенно силикатном расплаве.

Поступая по глубинным разломам в земную кору, такой гетерогенный магматический расплав образует интрузивные тела.

В зависимости от того как долго сообщается плутон с глубинным очагом и каков объем поступившей магмы, будут различны и степень дифференцированности, и степень рудоносности плутона. Если разлом относительно быстро замкнулся и тело утратило связь с глубинным очагом, оно, как правило, слагается породами, кристаллизация которых происходила из порций магмы более кислого состава. Увлеченные этим расплавом порции рудно-силикатных расплавов будут небольшими по объему (так как большая часть хрома накапливалась в глубоких горизонтах подкорового очага) и наряду с хромом будут содержать большое количество глинозема.

В тех случаях, когда плутон длительное время сообщается с глубинным очагом, в его камеру поступает расплав, соответствующий более глубоким горизонтам подкорового магматического очага. Этот расплав приносит с собой более крупные и богатые хромом рудные концентрации. Породы и руды, кристаллизующиеся из расплавов этого глубинного горизонта в камере плутона, как правило, локализуются вблизи подводящего канала. Итак, гетерогенность расплава, возникающая в подкоровых условиях еще до его поступления в камеру плутона и характер процесса внедрения его в земную кору определяют основные закономерности размещения рудоносных горизонтов в интрузивных телах и общую потенциальную их хромитоносность.

Локализация же рудных концентраций в пределах рудоносных зон зависит от формы интрузивных тел, особенностей внутреннего петрографического строения и их прототектоники. Поэтому при выявлении месторождений хромитовых руд для каждого интрузивного тела необходимо решение именно этих вопросов.

Заключение

1. Ультраосновные массивы Кубы представляют типично геосинклинальные образования. Они приурочены к глубинным разломам в зоне сопряжения эвгеосинклинали и миогеосинклинали и размещены в антиклинорных структурах эвгеосинклинали. Возраст внедрения ультрабазитов предположительно премаастрихтский.

2. Ультрабазиты обнажаются на протяжении 900 км. Площади отдельных выходов возрастают с запада на восток. Самые крупные по площади и мощности интрузивы расположены на северо-востоке провинции Ориенте.

3. В отношении хромитоносности наибольший интерес представляют массивы Маяри-Баракоа и Камагуэй. Они принадлежат дунит-троктолит-гарцбургитовой субформации перидотитовой формации ультрабазитов и представляют лакколитообразные тела, характеризующиеся значительной дифференцированностью и приуроченностью рудоносных горизонтов к определенным петрографическим комплексам.

4. В массиве Маяри-Баракоа, занимающем площадь около 2500 км², выделяются три петрографических комплекса — габбро-троктолитовый, гарцбургитовый и дунит-гарцбургитовый. Размещение их в теле интрузива закономерно. Породы габбро-троктолитового комплекса развиты в прикровельных горизонтах, преимущественно на востоке массива, гарцбургиты слагают основную часть тела, породы полосатого дунит-гарцбургитового комплекса известны на западе массива, где по геофизическим данным предполагается подводящий канал. В массе устанавливаются два основных рудоносных горизонта, соответствующие гарцбургитовому и дунит-гарцбургитовому комплексам и отличающиеся по химическому составу руд и слагающих их минералов.

5. В массиве Камагуэй, площадью около 1000 км², под останцами кровли залегает комплекс габброидных пород (анортозиты, оливиновое габбро, троктолиты), сменяющийся ниже перидотитами гарцбургитового состава. Хромитовое оруденение развито в двух горизонтах, размещающихся в зоне сопряжения габброидного и перидотитового комплексов, а также в собственно гарцбургитах.

6. Оруденение, приуроченное к различным петрографическим комплексам, отличается по составу рудообразующих хромшпи-

нелидов. Руды верхнего горизонта, развитого в массиве Камагуэй в зоне сопряжения троктолитов и гарцбургитов, непромышленны, хромшпинелиды содержат менее 23% Cr_2O_3 и 45% Al_2O_3 . Основная добыча хромитовых руд на Кубе производится из месторождений, залегающих в гарцбургитах. Содержание Cr_2O_3 в хромшпинелидах руд гарцбургитового горизонта в массиве Маяри-Баракоа — приблизительно 40%, и в массиве Камагуэй — 35%. Хромшпинелиды месторождений, связанных с дунит-гарцбургитовым комплексом массива Маяри-Баракоа, содержат 55—60% Cr_2O_3 . Однако запасы этих высокохромистых руд составляют лишь 4% от общих запасов.

7. По петрографическому составу пород, их размещению в теле интрузива, положению рудоносных горизонтов и химическому составу руд массив Маяри-Баракоа весьма сходен с Кемпирсайским хромитоносным массивом СССР.

8. Перспективным месторождением высококачественных хромитовых руд со значительными запасами можно считать массив Маяри-Баракоа в той его части, где развиты наиболее ультраосновные и наиболее глубинные фации, т. е. в районе Сьерра-де-Нипа. Здесь рудные обособления, возможно, более крупные, чем в месторождении Каледония, но залегают они на сравнительно больших глубинах. Что касается высокоглиноземистых руд, главная масса которых сосредоточена в районе Моа-Баракоа, то оруденение этого типа может быть выявлено в заметно больших количествах, чем оно известно сейчас, однако наличие крупных компактных тел с запасами свыше миллиона тонн руды маловероятно.

Следующим по перспективной рудоносности следует считать массив Камагуэй. Здесь помимо гарцбургитового горизонта, несущего огнеупорные хромитовые руды, можно ожидать и существование более глубокого хромитоносного дунит-гарцбургитового горизонта. Для обнаружения его необходимо проведение геофизических работ и структурного бурения к западу от районов известного оруденения. Остальные массивы — Ольгин, Санта-Клара и другие значительно менее перспективны по хромитоносности вследствие их слабой дифференцированности и, вероятно, малой вертикальной мощности.

9. Для успешных поисков хромитовых руд, выявления хромитоносных зон и заключенных в них рудных тел необходимо дальнейшее изучение ультраосновных плутонов, которое должно проводиться в следующих основных направлениях:

а) выявление геофизическими методами формы плутонов и их мощностей;

б) детальное петрографическое расчленение ультрабазитов в процессе крупномасштабного геологического картирования для выявления их внутреннего строения;

в) углубленное изучение особенностей состава пород и руд, а также состава слагающих их минералов, для использования

в процессе поисков руд петрохимических и геохимических данных;

г) изучение элементов прототектоники в связи с формой интрузивного тела, распределением в нем петрографических фаций и размещением оруденения в пределах рудоносных горизонтов;

д) изучение форм рудных тел и их связи с прототектоникой для выявления закономерностей локализации руд.

УЛЬТРАОСНОВНЫЕ МАССИВЫ УРАЛА

Сарановский массив

Небольшие по площади Сарановские массивы обладают довольно большими запасами хромитовых руд, а Главное Сарановское месторождение является единственным после Кемпирсайских, где идет добыча хромитовых руд.

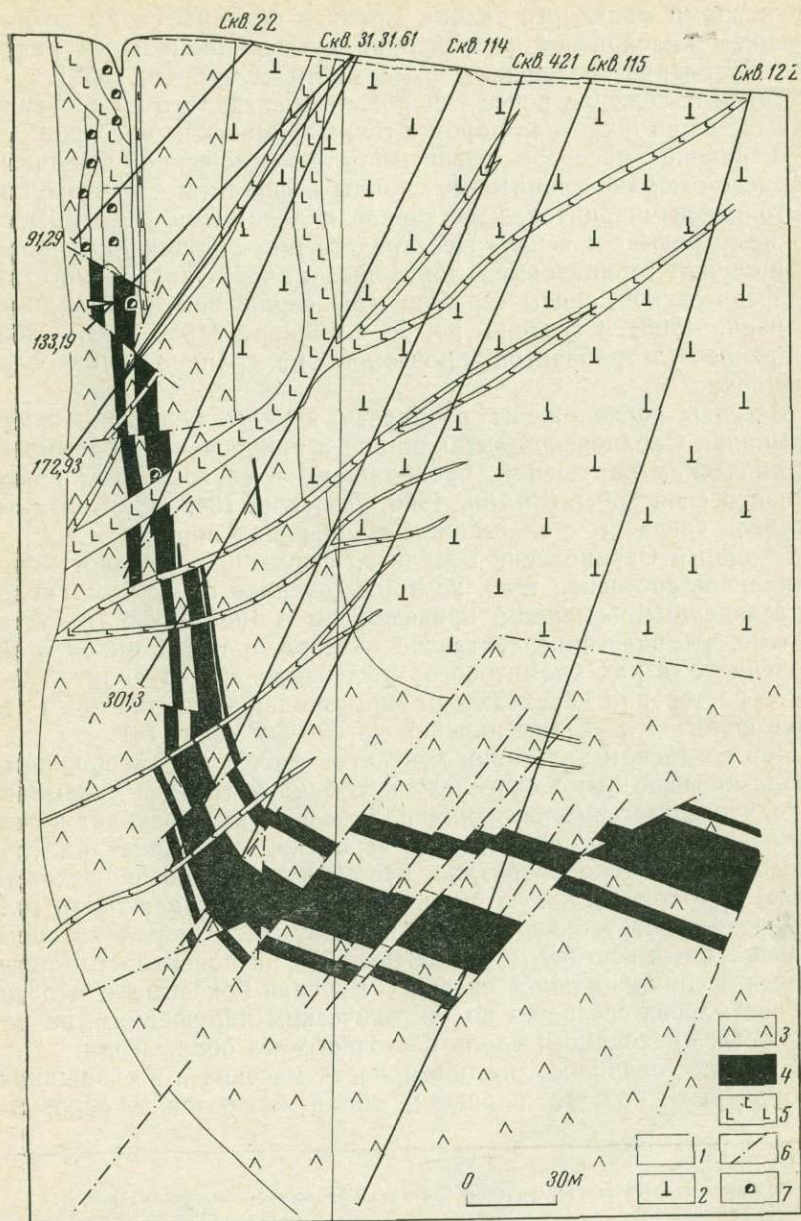
Вопросам геологии и рудоносности массивов посвящен ряд работ И. А. Зиминой, Ю. Д. Смирнова, Д. С. Штейнберга, И. А. Малахова, В. Г. Фоминых, С. С. Смирнова, О. К. Иванова и др. Много ценных материалов получено при разведочных работах, проводившихся П. Е. Филипповой, Е. Г. Галкиной, М. И. Долгаль, В. И. Кенаревым, В. К. Семенихиным, М. И. Брюховой, А. И. Синяевым и В. А. Кабановой.

Настоящий обзор дается по личным наблюдениям авторов с учетом материалов названных исследователей.

Сарановские массивы (Северный и Южный) располагаются на западном склоне Урала в 60 км к северо-западу от г. Кушва. Массивы следуют друг за другом в субмеридиональном направлении ($0-345^\circ$) с расстоянием в 1 км. Северный Сарановский массив протягивается на поверхности на 1800 м и в северном направлении постепенно погружается на глубину. Протяженность его погребенной части составляет около 500 м. Максимальная ширина массива на поверхности около 400 м. Состав пород Северного массива серпентинит-габбровый, при этом площадь выхода ультрабазитов, обнажающихся на всем его протяжении, составляет всего 0,22 км².

Южный Сарановский массив имеет несколько меньшие размеры по простиранию и значительно уже Северного. Состав его серпентинитовый. Среди серпентинитов размещаются хромитовые тела бывших рудников (Биссерского, Большой Пестерь и Любушкина). Сейчас эти месторождения не разрабатываются, добыча ведется лишь в Северном массиве.

Массивы принадлежат внешнему поясу ультрабазитов Урала и располагаются в западном крыле Центрально-Уральского поднятия, где на территории, обладающей жестким фундаментом, развиты не эвгеосинклинальные, а преимущественно миогеосинклинальные образования. Массивы связаны с аркогенными



Фиг. 14. Геологический разрез по линии XIII Главного Сарановского месторождения

1 — кристаллические сланцы, 5 — жильные породы: габбро-диабазы, порфириды и др.
 2 — габбро и габбро-нориты, 3 — перидотиты, 4 — густокрапленные и массивные хромитовые руды,
 6 — линии тектонических нарушений,
 7 — горные выработки

структурами Западного склона Урала и обязаны своим возникновением каледонской активизации субмеридиональных разломов внутри протерозойского фундамента (Смирнов, 1969).

Такое положение пояса гипербазитов сказалось на особенностях строения и состава пород и руд Сарановских массивов.

В районе массивов развиты метаморфические слюдяные, кварцево-слюдяно-хлоритовые сланцы и филлиты с подчиненными толщами кварцитов, известняков и доломитов, относимые к верхнему рифею и венду. Непосредственно вмещающими породами служат серицитовые, хлоритовые и хлорит-кварцевые сланцы федотовской свиты серебрянской серии венда (Младших, Аблизин, 1968). Согласно Ю. Д. Смирнову (1959, 1961, 1963) внедрение ультрабазитов произошло на границе лландовери и венлока.

Массивы расположены в области южного периклинального замыкания Сарановской антиклинали и приурочены к одному из тектонических нарушений, проходящему в ее восточном крыле вблизи осевой зоны (Зимин, 1936; Долгаль, 1942 г.). Контакты массивов согласны с залеганием вмещающих пород.

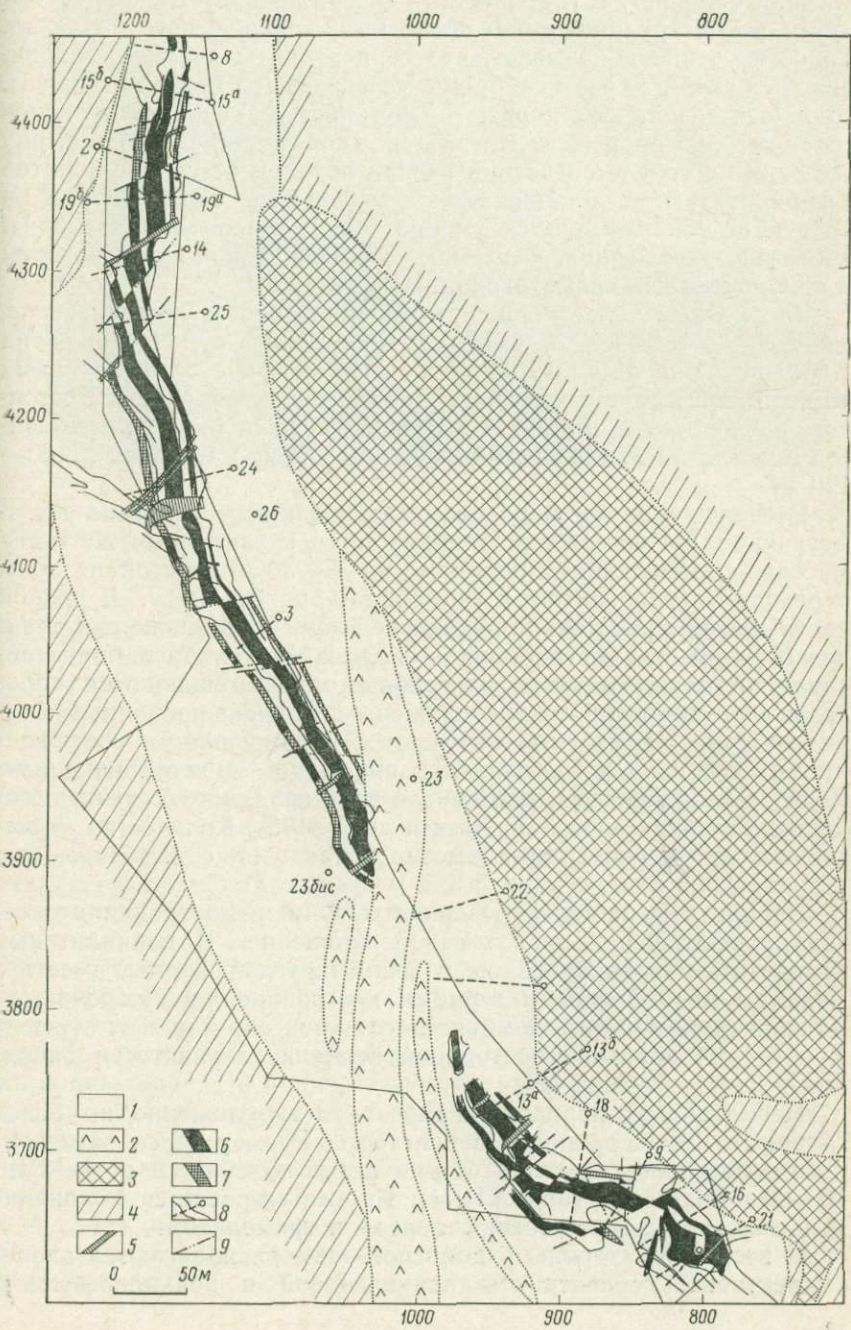
Северный Сарановский массив по форме представляет моноклинальное согласное тело, крутонаклоненное на восток. Геолого-разведочным бурением, проведенным в 1963—1966 гг., установлено, что залегание контактов массива, а также пород и заключенного в них хромитового оруденения на глубинах 300—400 м постепенно переходит от крутопадающего (80—85°) до более пологого с углами падения до 40—30° (фиг. 14).

При согласном залегании контактов массива с вмещающими породами такое положение лежачего бока интрузива указывает на то, что крутое крыло антиклинали к востоку переходит в синклинальную структуру, которая, вероятно, и вмещает на глубине основное тело интрузива. По-видимому, эрозия вскрыла только верхнюю западную часть массива, представляющего силлообразное интрузивное тело, главная масса пород которого размещается к востоку от обнажающейся на поверхности части, залегающей в синклинальном прогибе. Бурение показывает, что на глубине массив срезается по тектоническим нарушениям, на поверхности, проходящим вдоль восточного его обрамления.

Как уже говорилось, на поверхности массива и в скважинах, пробуренных на его площади, обнаруживаются в основном

Фиг. 15. Схема геологического строения Главного Сарановского месторождения (по И. А. Зимину)

- | | | |
|-------------------------------|--|--|
| 1 — серпентиниты; | 5 — дайки тремолито-хлоритовых сланцев; | 8 — борта разрезов и разветвленные буровые скважины; |
| 2 — габбро-диабазы; | 6 — залежи хромитовые участки; | 9 — сдвиги и сдвиго-сбросы |
| 3 — диориты (?); | 7 — залежи хромитовые (не-вскрытые участки); | |
| 4 — кварцево-слюдяные сланцы; | | |



серпентиниты и сильно измененные габброиды. Серпентиниты слагают западную часть массива, а габброиды — восточную, его висячий бок (фиг. 15). Первичный состав пород устанавливается путем реконструкции лишь после микроскопического изучения. Такое изучение показывает, что серпентиниты являются апоперидотитовыми, а среди габброидов выделяются габбро и нориты. Перидотиты и габбро-нориты представляют единое интрузивное тело, которое прорывается дайками габбро-диабазов. По керну скважин наблюдается весьма резкий переход от габбро-норитов к перидотитам, но никаких следов воздействия одной породы на другую не обнаруживается. Это позволяет говорить о своеобразной резко расслоенной интрузии, к перидотитовой части которой и приурочено все хромитовое оруденение.

Рассмотрим более подробно строение полосы ультрабазитов, несущей хромитовое оруденение. Собственно рудоносная зона шириной в плане 40—45 м, заключающая три субпараллельных жилоподобных рудных тела — Западное, Центральное и Восточное, расположена примерно в осевой части полосы ультрабазитов в удалении от западного (лежачего) бока интрузива на 30—120 м.

Расположение ее в полосе ультрабазитов несколько асимметричное. На севере она приближается к западному контакту массива с вмещающими породами на 25—30 м и отстоит от зоны перехода ультрабазитов к габброидам на 60—70 м. В южной части массива расстояние рудоносной зоны от вмещающих сланцев 120—140 м, а от габброидов около 20 м. Западный борт массива — от зоны контакта ультрабазитов с вмещающими породами до рудоносной зоны — сложен серпентинизированными перидотитами. Перидотиты отличаются варьирующими соотношениями слагающих их оливина, пироксена и хромшпинелида. В отдельных участках, особенно в зоне западного контакта, содержание пироксенов понижается до 7—10%. Количество акцессорных хромшпинелидов заметно возрастает с приближением к рудоносной зоне.

Перидотиты часто грубозернисты. Они имеют пойкилитовое, пойкилоофитовое и пегматоидное сложение. В пойкилитовых перидотитах зерна оливинов, обычно округлой формы, вместе с мелкими идиоморфными зернами хромшпинелидов включаются в более крупные зерна ромбического пироксена или в их агрегат. Характерна довольно постоянная величина зернистости оливинов — 2—4 мм (фиг. 16).

Пегматоидные перидотиты имеют то же сложение, но более грубую и невыдержанную зернистость. Размер зерен замещенного серпентином оливина весьма резко колеблется от 1—2 до 10—80 и более мм (табл. VII, 1). Иногда встречается моноклинный пироксен, замещенный хлоритом и тремолитом.

С восточной стороны рудоносной зоны располагаются апоперидотитовые серпентиниты пойкилитовой и пойкилоофитовой



Фиг. 16. Перидотит пойкилитовой структуры. Скв. 421, глубина 220. Шлиф 147-68, увел. 30, с анализатором

структуры, мощностью 20—60 м. В этих породах крупные, 1—2 см зерна ромбического пироксена (сейчас это антигорит, бастит и оталькованный бастит) включают округлые и идиоморфные зерна нацело серпентинизированного оливина размером от 1 до 3 и более мм в поперечнике. Редко встречаются также неправильной формы крупные зерна (1—2 см) моноклинного пироксена, замещенные спутанно игольчатым бесцветным амфиболом (тремолит) и мелкочешуйчатым хлоритом. В ряде скважин среди пойкилитовых перидотитов восточной зоны встречены и обособления разномерных пегматоидных перидотитов.

Переходы условно выделенной рудоносной зоны к вмещающим перидотитам как восточной, так и западной полосы постепенные. Породы рудовмещающей зоны преимущественно крупно- и грубозернистые с размером бывших зерен оливинов и пироксенов от 1 до 3, а иногда и до 5 см. Их отличительной чертой является большая насыщенность вкраплениями мелких зерен хромшпинелидов. По количественному распределению хромшпинелидов наблюдаются широкие вариации от 3—5% до 20—25% и более.

Весьма характерно, что идиоморфные зерна хромшпинелидов размером от долей до 2—3 мм размещаются между крупными (1—4 см) идиоморфными зернами серпентинизированного оливина и заключены в зернах ромбического и моноклинного пироксенов, замещенных баститом, тальком, хлоритом и актиноли-

том. Пироксены своими формами подчинены кристаллическим формам оливина.

Такие околорудные перидотиты с повышенной вкрапленностью хромшпинелидов и резко выраженной атакситовостью сложения встречаются как в зоне западного, так и восточного обрамления рудных тел. Характерно весьма неравномерное содержание хромшпинелидов в этих породах — иногда аксессуарная вкрапленность сменяется неправильной формы участками с насыщением хромшпинелидов до 50—60%.

Перидотиты, размещенные между основными рудными телами, часто имеют среднезернистое сложение. Зерна оливина по размеру и форме такие же, как в пойкилитовых перидотитах. В интерстициях оливинов заключены пироксены и хромшпинелид. Количество хромшпинелидов в межзерновом пространстве может достигать 90—98%. В таких участках возникает вкрапленная хромитовая руда сидеронитовой структуры. Вблизи рудных тел такие «рудные перидотиты» нередко встречаются совместно с безрудными (табл. VII, 2, 3).

Промышленные рудные концентрации представлены тремя субпараллельными жилоподобными телами. Центральное имеет протяженность 1200 м при мощности 10 м. Западное — 910 м при мощности 5 м и Восточное — 1100 м при мощности 3—3,5 м.

Разведочным бурением на глубинах выявлены сопутствующие линзообразные тела небольшой мощности (до 1,5 м) и не выдержанные по простиранию, располагающиеся как под основными рудными телами, так и выше их. По сложению руды подобны слагающим основные рудные тела.

Все три жилоподобных тела слагаются почти массивными хромитовыми рудами, однако всегда содержащими в себе то или иное количество нерудных минералов. Наиболее насыщены хромшпинелидом руды Центрального рудного тела, но и они всегда содержат силикаты и другие нерудные минералы. Руды обладают разномасштабным, в главной массе среднезернистым сложением, величина зерен хромшпинелидов варьирует от долей до 2—3 мм. Характерны полосчатые текстуры руд, которые размещаются в рудном теле согласно с их контактами.

Западное жилоподобное рудное тело отделено от Центрального полосой вмещающих пород с выдержанной мощностью 6—8 м, а Восточное рудное тело от Центрального — полосой несколько меньшей мощности 4—5 м. Рудные тела в видимых частях нигде не смыкаются как по простиранию, так и по падению, если не считать поздних тектонических прислонений. Послерудные тектонические нарушения разбили тела на систему блоков, перемещенных относительно друг друга.

К востоку ультрабазиты резко сменяются весьма однородными по структуре среднезернистыми лейкократовыми породами габбрового состава. Макроскопически они представляют светло-

серые среднезернистые породы с подчиненным количеством темноцветных минералов (30—35%).

Первичные минералы в породах не сохранились. Полевые шпаты нацело замещены цоизит-клиноцоизитовым агрегатом с хлоритом. Темноцветные минералы также полностью замещены хлоритом, амфиболом актинолит-тремолитового ряда. Хлорит представлен тонколистоватым клинохлором. В незначительном количестве иногда встречается серпентин (антигорит). Следует указать, что глубокое метаморфическое преобразование габброидов привело к тому, что акцессорные рудные минералы в них полностью отсутствуют, если не считать единичных очень редко встречающихся зерен хромшпинелида. Эти находки хромшпинелидов весьма интересны. Поскольку контакт двух комплексов пород — ультраосновного и габброидного не несет следов взаимного воздействия, они не минерализованы, отсутствуют закаленные фации, как габбро-нориты, так и перидотиты в зоне их сопряжения обнаруживают средне- и крупнозернистое сложение и кроме того в габбро-норитах встречены акцессорные хромшпинелиды, есть основание предполагать родство перидотитов и габброидов и совместное или близкое по времени внедрения магматических расплавов, образовавших эти породы.

Как рудные тела, так и вмещающие их ультраосновные и габброидные породы прорваны дайками габбродиабазов и мало-мощными до 10—12 см жилками сильно хлоритизированных диабаз-порфириров и более кислыми жильными образованиями.

Структурные отношения минералов в перидотитах

Хотя первично-магматических минералов, за исключением акцессорного хромшпинелида, не сохранилось, текстурно-структурный рисунок почти во всех разновидностях пород хорошо наблюдается. Оливин главным образом замещается лизардитом и низкополяризующим гелевидным серпентином, иногда перекристаллизованными в антигорит. По минералам группы серпентина развиваются тальк и карбонат.

Ромбический пироксен замещается баститом, который нередко отальковывается или замещается, тальково-карбонатным и хлоритовым агрегатом.

Независимо от степени описанных изменений, форма зерен оливина и пироксена наблюдается достаточно четко.

Все перидотиты можно разделить на три группы: грубозернистые — пегматоидные, пегматоидно-атакситовые и пойкилитовые.

Грубозернистые пегматоидные апогарцбургитовые серпентиниты. Зерна замещенного серпентином оливина имеют размер от 5—6 до 30 мм в поперечнике, иногда представлены хорошо ограненными кристаллами или, что чаще, зерна имеют правильные очертания, но углы между гранями округлены и тогда зерна

имеют эллиптическую форму. Баститизированный ромбический пироксен выполняет пространство между зернами оливина и подчинен формам его выделения. Размер зерен пироксена варьирует от 5 до 40 мм. Часто зерна баститизированного ромбического пироксена содержат пойкилитовые включения зерен серпентинизированного оливина, размер которых достигает 5—8 мм. Акцессорные хромшпинелиды распределены неравномерно и заключены в баститизированном пироксене. Зерна серпентинизированного оливина не содержат хромшпинелида; известны лишь единичные случаи, когда хромшпинелиды находятся в периферических частях зерен оливина и как бы частично захватываются ими (табл. VIII, 1, 2).

Пегматоидно-атакситовые апогарцбургитовые серпентиниты. Обладая весьма широко варьирующей зернистостью слагающих ее пороодообразующих минералов, порода имеет атакситовую текстуру, характеризующуюся сочетанием неправильных обособлений грубозернистых апогарцбургитов со среднезернистыми. Такие обособления имеют размер по площади от нескольких дециметров до нескольких квадратных метров. В структурном отношении эти породы не отличаются от предыдущих.

Пойкилитовые апогарцбургитовые серпентиниты. Обычно эти породы имеют крупно- и среднезернистое сложение. Округлые зерна серпентинизированного оливина размером от долей до 10 мм включаются в бастит, развитый по ромбическому пироксену. Величина зерен бастита колеблется в более широких пределах — от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров, форма их неправильная. Акцессорные хромшпинелиды всегда хорошо огранены, имеют размер от долей до 1,0—1,5 мм в поперечнике. В породе они распределены крайне неравномерно и всегда включены в бастит. Оливин не содержит включений хромшпинелидов (табл. VIII, 3, 4).

Химический состав апогарцбургитовых серпентинитов показывают данные, приведенные в табл. 7.

Среди перидотитов нередко обособляются локальные участки, в которых соотношения оливиновой и хромшпинелид-пироксеновой составляющих изменяются в сторону увеличения последней, образуется «рудный перидотит» или, в случае наиболее высокого содержания хромшпинелидов, бедная руда сидеронитового сложения.

Среди таких сидеронитовых руд, так же как и среди перидотитов, содержащих меньшее количество хромшпинелидов, наблюдаются маломощные жилки, выполненные хромшпинелид-пироксеновым веществом, аналогичным цементирующему оливинову в сидеронитовых рудах. Такие жилкоподобные обособления представляются образованными в результате концентрации, обогащенной хромом интерстициальной жидкости в трещине отрыва, возникшей в перидотите на той стадии кристаллизации, когда оливин перешел в твердую фазу.

Таблица 7

Химический состав апонеридотитовых серпентинитов Сарановского массива

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	34,16	34,78	35,36	35,95	36,90	37,50	36,15	36,72
TiO ₂	0,11	0,15	0,15	0,17	0,21	0,08	0,17	0,14
Al ₂ O ₃	3,16	2,15	1,93	5,20	2,89	3,68	2,83	1,11
Cr ₂ O ₃	2,56	1,05	0,93	1,00	0,67	0,55	0,54	0,35
Fe ₂ O ₃	10,41	11,95	9,91	5,71	3,48	9,03	6,07	11,10
FeO	1,80	—	2,16	6,25	6,01	2,56	7,20	4,96
MnO	0,10	0,02	0,08	0,10	0,06	0,13	4,15	0,21
MgO	35,15	36,18	35,94	32,17	35,30	33,60	31,68	31,84
CaO	Нет	Нет	Нет	1,35	1,61	0,88	0,31	2,78
NiO	0,29	0,20	0,46	0,23	0,33	0,32	—	—
П.п.п.	11,27	12,20	11,54	12,20	12,40	11,50	10,00	10,07
H ₂ O ⁻	0,85	1,48	1,30	—	—	0,70	0,49	0,88
Сумма	99,88	100,16	99,76	100,88	99,86	100,53	99,92	100,16

1 — по данным Сарановской ГРП; 2—4 — по данным И. А. Зими́на; 5 — по данным П. М. Идкйна, А. Н. Ласкова и И. А. Зими́на; 6 — по данным И. А. Зими́на и П. М. Идкйна; 7 — по данным Н. А. Румянцевой и Ю. Д. Смирнова; 8 — по данным Ю. Д. Смирнова.

Бедные руды сидеронитового облика, по-видимому, могут возникать за счет перераспределения интерстициального вещества в процессе кристаллизации перидотитов. Но хромшпинелиды таких руд по составу приближаются к аксессуарным.

Хромитовые руды, их текстура и структура

Хромитовые руды почти сплошные и очень густовкрапленные из жилоподобных рудных тел. Макроскопически различаются три наиболее ясно выраженных разновидности: а) массивные с очень незначительным содержанием силиката, который распределен в рудной массе равномерно и не показывает или очень слабо проявляет полосчатость или направленную линейность (табл. IX, 1); б) очень густовкрапленные хромитовые руды с равномерно рассеянными зернами силикатов четко удлиненными в одном направлении (и табл. IX, 2); в) густовкрапленные хромитовые руды, с цепочечным распределением удлиненных зерен силикатов, представляющих собой «строчки» в одном сечении и тонкие, мощностью «одно зерно», слои в другом. При этом удлиненные зернышки силикатов располагаются либо вплоты зерно к зерну, либо отделены одно от другого зернами хромшпинелидов.

Вкрапленные и убоговкрапленные хромитовые руды, размещающиеся вблизи жилоподобных рудных тел и между ними. Эти руды макроскопически имеют разнообразный текстурный рисунок, который зависит от соотношения силикатной и рудной составляющих и от размера зерен хромшпинелида и силиката.

В этих разновидностях силикаты резко преобладают над хромшпинелидами. Общей характерной чертой вкрапленных руд является наличие четко проявленной псевдо-сидеронитовой макроструктуры, выраженной тем, что зерна хромшпинелида заметно различного размера размещаются между зернами силикатов, которые также в пределах сравнительно небольших участков (дециметры, метры) имеют непостоянный размер от 2 до 20 мм (см. табл. IX, 3, 4).

Встречаются руды пятнистого сложения с обособлениями мелкозернистой руды среди более густовкрапленной и более крупнозернистой. Форма обособлений эллиптическая (см. табл. IX, 5).

Выдержанность текстур характерна лишь для внутренних частей рудных тел. По их периферии наблюдается частая смена текстурного рисунка (табл. X, 1—4).

Микроскопическое изучение структурных отношений минералов, слагающих охарактеризованные разновидности хромитовых руд, показало следующее.

Массивные хромитовые руды с незначительным силикатным цементом. Руда состоит из хромшпинелида (приблизительно 95%) и силиката, представленного серпентином, развитым по пироксену и редко по оливину. Более поздние минералы, развивающиеся по серпентину и образованные в процессе гидротермальной минерализации, связанной с последующим внедрением более кислых расплавов, такие как тальк, хлорит, карбонаты, реже амфибол, здесь не описываются.

Для хромшпинелидов таких руд характерны идиоморфизм зерен и ясно проявленное порфириновидное сложение, определяемое наличием двух семейств зерен хромшпинелидов — крупного с размером от 1,0 до 3,0 мм и мелкого, зерна которого измеряются долями миллиметра (0,2—0,7). Как первые, так и вторые обладают прямолинейными очертаниями и идиоморфны, хотя среди крупного семейства иногда встречаются зерна с закругленными углами между гранями (табл. XI, 1—2).

Крупные зерна объединяются в группы или рассредоточены и окружаются мелкими зернами второго семейства. Иногда все зерна хромшпинелидов довольно плотно примыкают друг к другу, а небольшие промежутки выполняются тонкими пленками серпентина. Там, где кристаллические зерна несколько разобщены, пространство заполнено также серпентиновым и хлоритовым агрегатом, развившимся по пироксенам, и редко по оливину. Интересна следующая особенность: в локальных участках таких руд, где силикат количественно преобладает над хромшпинелидами, эти последние представлены только мелким семейством с

размером зерен до 0,3 мм., а крупные зерна практически не встречаются (см. табл. XI, 3, 4). Наблюдается также, что с переходом от участков, сложенных преимущественно хромшпинелидами к участкам, сложенным преобладающим силикатом, размер зерен хромшпинелидов уменьшается постепенно.

Очень густовкрапленные хромитовые руды с равномерно рассеянными зернами силикатов. Эта разновидность хромитовых руд по структуре очень близка описанной. Особенностью ее является наличие слабо удлиненных эллипсоидальной формы обособлений серпентина, развившегося по оливину размером 1,5×2,0 мм и менее. Следует отметить, что нерудные зерна вполне соизмеримы с зернами хромшпинелидов крупного семейства и иногда непосредственно соприкасаются с ними. Однако значительно чаще зерна бывшего оливина отделены от крупных зерен хромшпинелидов узкой каймой зерен мелкого семейства, а внутренние части бывших зерен оливина лишены включений зерен хромшпинелидов (см. табл. IX, 6; табл. XII, 1).

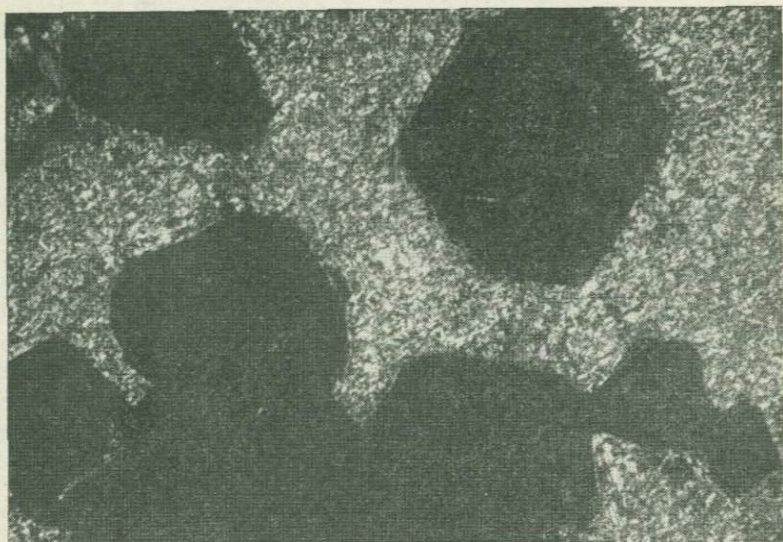
Густовкрапленные хромитовые руды с цепочечным распределением силикатов по структурным взаимоотношениям минералов почти ничем не отличаются от описанных выше. Для них также характерно два семейства хромшпинелидов, хотя крупное семейство заметно преобладает над мелким. Образующие цепочки зерна оливина всегда отделены зернами хромшпинелидов мелкого семейства величиной в 0,1—0,3 мм (см. табл. XII, 2).

Вкрапленные и убоговкрапленные хромитовые руды. Эти руды локализуются вблизи жилородных тел и характеризуются тем, что по соотношению хромшпинелида и серпентина по оливину они варьируют в широких пределах — от 50% хромшпинелида и 50% серпентина до 5—10% хромшпинелида и 90—95% серпентина.

Особенностью этих руд является псевдосидеронитовость, когда между округлыми, брусчатыми и изометрическими зернами серпентина по оливину, которые имеют размер от 1—2 до 5—6 мм в поперечнике, располагаются главным образом хорошо окристаллизованные зерна хромшпинелида, заключенные в баститизированный или антигоритизированный пироксен (фиг. 17, табл. XII, 3—4).

Во всех разновидностях этих руд также содержатся хромшпинелиды двух размеров: крупное семейство (1—3 мм) и мелкое (0,1—0,5 мм). Часто зерна хромшпинелидов крупного семейства и серпентинизированного оливина имеют близкий размер, однако зерна силиката все же несколько крупнее рудных. Во внутренних частях зерен серпентинизированного оливина хромшпинелиды, как правило, отсутствуют, тогда как в их периферических частях встречаются мелкие идиоморфные зерна второго семейства.

Касаясь количественного соотношения зерен хромшпинелидов крупного и мелкого семейства, следует отметить, что оно



Фиг. 17. Четкий идиоморфизм хромшпинелидов из шпирра вкрапленной руды в перидотите пегматоидного сложения. Месторождение Большой Пестерь. Шлиф 51-68, увел. 30, с анализатором



Фиг. 18. Апогарцбургитовый серпентинит. Порфиновый вкрапленник серпентинизированного оливина среди мелких зерен также замещенных серпентином. Шлиф 144-68, с анализатором, увел. 10

заметно варьирует, однако устанавливается преобладание крупных зерен над мелкими в рудах, содержащих больше рудного вещества, тогда как убогие разности руд содержат больше зерен хромшпинелидов мелкого семейства.

Из приведенного описания текстурно-структурных особенностей пород и хромитовых руд можно сделать следующие суждения о порядке выделения пороодо- и рудообразующих минералов в ходе кристаллизации.

В гарцбургитах кристаллизация начинается с оливина, который выделяется в форме хорошо окристаллизованных зерен. На поздних стадиях кристаллизации оливина начинает спорадически выделяться и акцессорный хромшпинелид, так как устанавливается, что некоторое небольшое его количество заключено в зернах оливина и, как правило, в их периферических частях. Главная же, основная масса акцессорных хромшпинелидов в виде идиоморфных мелких зерен выделяется непосредственно после кристаллизации оливина и заключена в зернах ромбического пироксена. Ромбический пироксен завершает кристаллизацию. Можно предполагать, что между кристаллами уже выделившегося оливина и остаточной силикатной жидкостью, более кислого состава, идет взаимодействие и кристаллы оливина частично резорбируются. На это указывает наличие зерен оливина округлой формы наряду с зернами, обладающими правильными линейными очертаниями, но тем не менее с округленными углами между гранями.

Взаимоотношения оливина и хромшпинелида во вкрапленных и убоговкрапленных хромитовых рудах, представляющих по существу перидотиты с повышенным содержанием хромшпинелида, показывают, что оливин выделялся из расплава значительно ранее хромшпинелида.

Только после того, как значительная часть оливина кристаллизовалась из расплава, начинается одновременная кристаллизация оливина и хромшпинелида крупного семейства. Возможно, при этом идет и некоторая резорбция ранее выделившихся кристаллов оливина, так как обычно эти зерна имеют округлую форму. Завершают кристаллизацию хромшпинелиды мелкого семейства, которые, возможно, сопровождаются выделением некоторого количества пироксена. Установить, при каких количественных соотношениях кристаллов оливина и остаточного расплава начинается совместная кристаллизация хромшпинелида крупного семейства и оливина, весьма затруднительно. Однако по наблюдаемым в шлифах соотношениям можно предполагать, что она начинается после того, как более половины всего оливина перешло в кристаллическую фазу.

Описанные выше соотношения минералов в массивных почти сплошных и густовкрапленных хромитовых рудах из жилородных обособлений показывают, что кристаллизация их начинается с выделения хромшпинелидов крупного семейства, кото-

рые по своей массе преобладают над хромшпинелидами второго семейства. Хромшпинелиды второго семейства начинают выделяться вслед за выделением первого семейства, а частично и совместно с ними. К концу их кристаллизации в твердую фазу переходит остаточный силикат — преимущественно пироксен, завершая кристаллизацию руд.

Таким образом, порядок кристаллизации минералов в породах и рудах идет по несколько различной схеме, а именно — в перидотитах кристаллизация начинается с выделения оливина, после которого идет выделение акцессорного хромшпинелида и пироксена, а в массивных почти сплошных хромитовых рудах хромшпинелид начинает кристаллизацию, а пироксен завершает ее. На ход кристаллизации магматического расплава большое влияние оказывает концентрация силикато- и шпинелеобразующих компонентов. Порядок выделения минералов указывает также и на то, что кристаллизация идет из уже обособившихся порций магматического расплава разного состава. Такое обособление произошло еще до перехода в твердую фазу акцессорных и рудообразующих хромшпинелидов. Какого-либо влияния гравитации твердой фазы на дифференциацию магматического расплава не устанавливается. Это дает основание предполагать, что рудный расплав зарождается в процессе кристаллизации магматического расплава.

Наличие двух четко выраженных семейств зерен хромшпинелидов в рудах указывает на смену физико-химических условий кристаллизации рудного расплава, обусловленную, по-видимому, перемещением его при внедрении из глубинных зон на более верхние уровни.

Присутствие разностей перидотитов с ясно выраженной порфиroidной (фиг. 18) и атакситовой структурой, возможно, также указывает на смену условий кристаллизации (табл. 8).

Таблица 8

Химический состав «сырых» руд Сарановского месторождения¹

Окислы	Западное рудное тело	Центральное рудное тело	Восточное рудное тело	Массивные руды из Центрального рудного тела	Вкрапленные руды в ореоле рудных тел
Cr ₂ O ₃	35,86	38,24	33,17	38,81	34,72
Al ₂ O ₃	15,11	18,80	20,35	14,86	15,84
FeO	17,68	18,83	20,05	18,34	18,60
MgO	16,85	15,16	16,20	12,16	18,03
CaO	0,24	1,36	—	—	—
SiO ₂	6,25	5,00	5,14	3,04	5,68
П. п. п.	1,63	1,96	2,98	2,58	5,66

¹ Анализы заимствованы из работы «Уральские месторождения хромитов» ОНТИ, 1936.

Немногие химические анализы рудообразующих хромшпинелидов, как правило, дефектны в той части, где в них определено суммарное содержание железа без разделения на окись и закись. В связи с этим и для более углубленного понимания особенностей их состава из месторождения нами была выполнена серия химических анализов рудообразующих и аксессуарных хромшпинелидов.

Всего проанализировано 13 проб чисто отобранных хромшпинелидов, из которых 4 пробы характеризуют аксессуарные — а 9 проб — рудообразующие. Аксессуарные хромшпинелиды взяты из различных текстурных разновидностей перидотитов, а рудообразующие — из различных частей всех трех рудных тел на горизонте 280 и из штуфных образцов руд, обладающих различными текстурами, или размерностью зерен хромшпинелидов

Аксессуарные хромшпинелиды:

- Обр. 18/68 — грубозернистый пегматоидный апоперидотитовый серпентинит из карьера, близ рудного тела;
- Обр. 147/68 — апоперидотитовый серпентинит пойкилитовой структуры из скв. 421, профиль XIII, глубина 220 м;
- Обр. 82/68 — апоперидотитовый серпентинит разномасштабный, из 3-х метровой зоны перидотитов, отделяющей Западное рудное тело от Центрального. Горизонт 280;
- Обр. 92/69 — апоперидотитовый серпентинит, близ восточного контакта Восточного рудного тела, горизонт 280.

Рудообразующие хромшпинелиды:

- Обр. 78/68 — почти сплошные хромитовые руды из центральной части Западного рудного тела. Шахта, горизонт 280;
- Обр. 83/68 — густовкрапленная почти массивная хромитовая руда из Центрального рудного тела в 50 см от западного контакта, там же;
- Обр. 85/68 — почти массивная хромитовая руда из Центрального рудного тела в 6 м от западного контакта, там же;
- Обр. 86/68 — массивная хромитовая руда из восточного контакта Центрального рудного тела, там же;
- Обр. 89/68 — густовкрапленная хромитовая руда из центральной части Восточного рудного тела, там же;
- Обр. 22/68 — хромитовые скопления в грубозернистых апоперидотитовых серпентинитах, южная часть карьера, к югу от Центрального рудного тела;
- Обр. 176/62 — густовкрапленная петельчатая хромитовая руда, скв. 425, профиль XXX, глубина 273 м;
- Обр. 5-К-68 — густовкрапленная хромитовая руда разномасштабного сложения с пятнами бедновкрапленной мелкозернистой, крупные зерна размером 1—3 мм из рудного концентрата;
- Обр. 5-М/68 — мелкие зерна размером менее 0,1—0,2 мм, из той же пробы.

Аналитический материал, приведенный в табл. 9, позволяет сопоставить особенности составов хромшпинелидов, взятых из различных рудных тел (Западного, Центрального и Восточного), внутри главного и наиболее мощного рудного тела — Центрального и в его приконтактных частях, а также сравнить составы аксессуарных хромшпинелидов с рудообразующими. Кроме того,

Таблица 9

Результаты химического анализа хромшпинелидов Сарановского массива

Оксиды	18-68	147-68	82-68	92-68	78-68	83-86	85-68	86-68	89-68	22-68	176-68	Б-63-К	5-68-М
	Акцессорные				Рудообразующие								
SiO ₂	1,46	4,28	1,63	1,70	0,73	0,88	1,12	0,76	0,59	0,99	1,54	1,15	1,18
TiO ₂	1,71	1,20	0,54	0,97	0,51	0,55	0,37	0,36	0,50	0,39	0,38	0,53	0,41
Al ₂ O ₃	11,54	10,46	14,53	13,12	18,32	16,29	17,39	18,39	18,43	18,02	17,39	17,93	17,38
Cr ₂ O ₃	40,21	29,09	37,92	37,25	45,22	45,68	46,76	44,59	43,30	44,72	45,41	45,41	45,46
Fe ₂ O ₃	2,16	15,45	13,36	13,23	5,01	5,98	6,04	5,77	7,56	6,11	6,16	5,91	5,83
FeO	33,63	28,37	21,76	25,15	15,24	17,69	14,83	17,27	16,68	16,05	16,64	14,97	15,33
MnO	0,44	0,69	0,26	0,43	0,49	0,21	0,16	0,22	0,21	0,24	0,21	0,22	0,27
MgO	7,58	8,18	9,42	7,38	13,54	12,09	13,83	12,40	12,44	13,19	12,69	13,54	13,51
CaO	0,0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	He опр.	He опр.	0,00	0,00	He опр.	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	He опр.	He опр.	He опр.
K ₂ O	»	»	0,01	0,00	»	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	»	»	»
H ₂ O ⁻	0,00	0,19	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00
H ₂ O ⁺	0,50	1,21	0,40	0,53	0,20	0,56	0,49	0,30	0,23	0,30	0,23	0,41	0,39
NiO	0,20	0,18	0,15	0,13	He опр.	0,15	0,18	0,18	0,15	0,13	0,16	0,16	0,15
CoO	0,18	0,19	0,10	0,11	»	0,05	0,05	0,07	0,07	0,05	0,10	0,08	0,09
V ₂ O ₅	0,28	0,28	0,16	0,23	0,17	0,18	0,16	0,16	0,22	0,16	0,14	0,15	0,15
Сумма	99,89	99,77	100,30	100,23	100,13	100,32	100,43	100,47	100,38	100,37	100,48	100,46	100,15

Анализы произведены в ЦХЛ ИГЕМ АН СССР химиком-аналитиком О. П. Острогорской.

Таблица 10

Химический состав хромшпинелидов Сарановского месторождения

Окислы	18-68	147-68	82-68	92-68	78-68	83-68	85-68	86-68	89-68	22-68	176-68	5-68 К	5-68 М
Состав, приведенный к 100% вес.													
Al ₂ O ₃	12,43	14,54	15,97	14,04	18,92	17,67	18,54	19,44	19,41	18,45	18,26	13,16	18,27
Cr ₂ O ₃	43,33	40,25	35,84	41,11	44,75	47,39	47,26	45,89	44,11	47,07	46,83	47,32	47,57
Fe ₂ O ₃	14,14	14,52	14,28	14,44	5,18	6,47	6,44	6,10	7,62	6,56	6,53	6,17	6,20
FeO	23,20	24,21	21,83	24,22	14,88	16,73	14,50	16,54	16,56	15,00	16,35	14,56	15,09
MgO	6,90	6,48	8,28	6,19	13,27	11,74	13,26	12,03	12,30	12,92	12,02	13,05	12,87
Число катионов в элементарной ячейке													
Al	3,94	4,53	4,94	4,43	5,68	5,27	5,46	5,75	5,64	5,45	5,43	5,43	5,40
Cr	9,20	8,53	8,25	8,58	9,34	9,50	9,33	9,10	8,64	9,32	9,33	9,36	9,44
Fe ³⁺	2,86	2,89	2,31	2,94	0,91	1,23	1,21	1,15	1,42	1,23	1,24	1,16	1,16
Fe ²⁺	5,21	5,40	4,73	5,43	3,07	3,53	3,02	3,47	3,42	3,14	3,44	3,10	3,16
Mg	2,79	2,60	3,27	2,52	4,93	4,47	4,93	4,53	4,53	4,86	4,56	4,90	4,84
<i>m</i>	34,86	32,51	40,79	31,51	61,62	55,82	62,21	53,70	57,20	60,79	56,95	61,25	60,55
<i>f</i>	65,14	67,49	59,21	68,49	38,38	44,13	37,79	43,30	42,80	39,21	43,05	33,75	39,45
<i>φ</i>	57,52	53,33	51,55	53,61	58,35	59,37	58,33	56,90	55,87	53,22	53,34	58,51	58,97
<i>m</i> _{Cr}	17,80	7,30	19,23	6,53	44,14	33,54	43,17	36,52	37,19	37,40	39,46	46,15	45,43
<i>f</i> _{Cr}	52,20	92,70	80,72	93,47	55,86	61,46	51,83	63,48	62,81	62,60	60,54	53,85	54,52
Условный молекулярный состав													
MgAl ₂ O ₄	24,62	28,62	30,35	23,01	35,51	32,94	34,11	35,92	35,23	34,06	33,93	34,25	33,73
MgCr ₂ O ₄	10,24	3,89	9,94	3,50	26,11	22,83	23,10	20,73	21,97	23,73	23,02	27,00	26,32
FeCr ₂ O ₄	47,28	49,44	41,61	50,11	32,24	36,49	30,23	36,12	33,93	31,49	35,32	31,51	32,15
FeFe ₂ O ₄	17,83	18,05	17,60	18,38	6,14	7,69	7,56	7,13	8,90	7,72	7,73	7,24	7,30
<i>f'</i>	27,42	23,75	23,72	26,84	16,00	17,41	20,00	16,59	10,11	20,00	17,97	18,69	18,50
MgO/FeO	0,54	0,48	0,68	0,46	1,61	1,26	1,65	1,31	1,61	1,55	1,32	1,59	1,53

представляется возможным выяснить, имеются ли различия состава рудообразующих хромшпинелидов крупного и мелкого семейства. Полученные данные позволяют также более обоснованно сравнить химизм хромшпинелидов сарановских руд с хромшпинелидами руд других хромитоносных массивов.

В табл. 10 приводятся расчетные содержания шпинелеобразующих окислов в вес. % после исключения силикатных и других примесей. В этой таблице имеются также расчетные данные по содержанию катионов в элементарной ячейке хромшпинелида и другие коэффициенты для последующих сопоставлений (см. главу III). Рассмотрим вначале различия между акцессорными и рудообразующими хромшпинелидами по содержанию шпинелеобразующих окислов (вес. %).

Акцессорные		Рудообразующие	
Al ₂ O ₃	12,4—16,0	Al ₂ O ₃	17,7—19,4
Cr ₂ O ₃	39,8—43,3	Cr ₂ O ₃	44,1—47,7
Fe ₂ O ₃	14,1—14,5	Fe ₂ O ₃	5,2— 6,6
FeO	21,6—24,2	FeO	14,5—16,7
MgO	6,2— 8,3	MgO	11,7—13,3
TiO ₂	0,54— 1,71	TiO ₂	0,36— 0,55
V ₂ O ₅	0,16— 0,28	V ₂ O ₅	0,14— 0,22
NiO	0,13— 0,20	NiO	0,13— 0,18
CoO	0,10— 0,19	CoO	0,05— 0,10

Из приведенных данных видно, что акцессорные хромшпинелиды по составу заметно отличаются от рудообразующих как по основным шпинелеобразующим окислам, так и по содержанию малых элементов-примесей. Наиболее резкие различия наблюдаются в содержаниях двух и трехвалентного железа, окиси магния и окиси алюминия. В сравнении с рудообразующими хромшпинелидами акцессорные имеют значительно больше, как закиси, так и окиси железа, меньше окиси магния и окиси алюминия. При общем повышенном содержании окиси титана, против хромшпинелидов дунитперидотитовой формации, в Сарановском массиве акцессорные хромшпинелиды более богаты окисью титана (0,54—1,71 вес. %) в сравнении с рудообразующими (0,36—0,55). Различными соотношениями характеризуются и содержания никеля и кобальта. В акцессорных хромшпинелидах отношение окислов этих металлов близко к единице, тогда как в рудообразующих хромшпинелидах окись никеля в 2—3 раза больше окиси кобальта.

Весьма интересным оказалось то, что рудообразующие хромшпинелиды крупного и мелкого семейства, находящиеся совместно в рудах, по составу оказались совершенно одинаковыми как по основным шпинелеобразующим окислам, так и по элементам-примесям.

Сопоставление составов рудообразующих хромшпинелидов,

взятых из различных участков Центрального рудного тела, показало их большую однородность. Существенных различий в их составах не наблюдается. Не наблюдается существенных различий в составах рудообразующих хромшпинелидов и из руд, взятых из различных рудных тел — Западного, Центрального и Восточного.

Таким образом, рассмотрение химического состава хромшпинелидов Сарановского массива показало большую стабильность в содержании основных шпинелеобразующих окислов и элементов-примесей в рудообразующих хромшпинелидах. То же относится и к акцессорным хромшпинелидам из перидотитов. Однако рудообразующие хромшпинелиды и хромшпинелиды акцессорные заметно различны по своему химическому составу. Это, по-видимому, указывает на различные условия кристаллизации в связи с различным составом исходных расплавов.

Генезис Сарановского массива

Итак, на основе данных по геологическому положению, особенностям петрографического и химического состава пород и руд, их текстур и структур, схема формирования Сарановского интрузивного тела и заключенного в нем хромитового оруденения может быть представлена в следующем виде.

В области верхней мантии Земли, вероятно, в волноводе Гутенберга, возможно, в результате тектонических воздействий возник магматический расплав по составу основнее базальтового и кислее ультраосновного. Магма такого состава испытала следующую эволюцию. В месте зарождения магматического очага расплав будучи жидким, претерпел разделение на два слоя — нижний существенно перидотитовый, верхний — габброидный. Породообразующие элементы Si, Al, Fe, Mg, Ca и Na распределились таким образом, что в верхнем габброидном слое преимущественно концентрировались Si, Al, Ca, Na (Mg), Fe, а в нижнем перидотитовом Si, Mg (Fe). При этом малые элементы — Cr, Ni, Co, Ti, V и др. неравномерно распределились в слоях разного состава, в перидотитовом слое концентрировался хром, большая часть никеля и кобальта, а титан и ванадий в значительной части накапливались в габброидном слое.

Под воздействием тектонических сил по глубинному разлому расплав с частично зарожденными в нем кристаллами выжимался вверх, в область коры.

В дальнейшем с изменением температурного режима при перемещении ультраосновного расплава в земную кору продолжалась его кристаллизация, в процессе которой выделялась значительная масса оливина, а в остаточной магматической жидкости происходило накопление рудных компонентов. Такая магма, уже заметно насыщенная выделениями твердой фазы, но еще весьма

подвижная, выполнила камеру, форма которой была predeterminedena тектонической структурой вмещающих пород.

Концентрация рудных компонентов из обогащенной хромом остаточной межзерновой жидкости может путем гравитации приводить к обособлению существенно рудного остаточного расплава в нижних частях камеры интрузива. К этому времени степень раскристаллизованности рудного расплава была значительно меньшей, чем в материнских перидотитах и соответственно более высокой была степень его подвижности.

Дальнейшие тектонические движения в почти раскристаллизованных перидотитах приводили к возникновению внутри массива ослабленных зон, в которые инъецировал остаточный рудный расплав. На месте формирования рудных тел происходит окончательная кристаллизация руды.

Разнозернистость перидотитов, иногда их порфириформный облик является признаком того, что зарождение кристаллов породообразующих минералов оливина и пироксена шло в течение большого отрезка времени на разных этапах кристаллизации магматического расплава. В пользу этого свидетельствует совместное нахождение зерен оливина размером более сантиметра и зерен величиной 0,5—2 мм, а также наличие пироксенов с вростками оливина и без него.

Атакситовость в породах показывает неравномерность распределения летучих компонентов. Примерный химический состав рудного расплава, отделившегося от силикатного расплава материнских пород в процессе его кристаллизации, может быть охарактеризован по составу сырых руд Сарановского месторождения и представляется следующим по содержанию основных окислов в вес. % (Зимин, 1936, 1965): SiO_2 —2—7; Cr_2O_3 —34—41; Al_2O_3 —15—22; «FeO»—15—22; MgO —12—18; CaO —0—3; потери при прокаливании—1—4.

Установленный порядок кристаллизации минералов в рудах — хромшпинелид ранней генерации, представленный зернами крупного семейства, далее хромшпинелид поздней генерации, относящийся к мелкому семейству и, наконец пироксен, завершающий кристаллизацию, позволяет представить эволюцию химизма расплава в ходе процесса кристаллизации.

Из рудного расплава относительно бедного SiO_2 первыми в твердую фазу переходят Cr_2O_3 , Al_2O_3 , значительная часть FeO и MgO и некоторые малые элементы (Ti, V). По мере выделения хромшпинелидов в начале первого, а далее и второго семейства в расплаве накапливается SiO_2 и MgO . Железо при этом в остаточном расплаве убывает, так как оно расходуется на образование хромшпинелидов. Полная утрата шпинелеобразующих окислов приводит рудный расплав к силикатному, который и кристаллизуется последним. Так идет образование промышленных руд в основных жилоподобных телах.

Первичный минеральный состав, а также порядок кристалли-

зации расплава в жильных телах и в перидотитах на той стадии, когда кристаллизуется обогащенная хромом интерстициальная жидкость, вполне сопоставимы.

В перидотитах встречались обособления бедных руд, возникшие при концентрации этой интерстициальной жидкости. Но тем не менее нельзя считать, что основные рудные тела были образованы заимствованием рудного вещества из окружающих перидотитов.

Нельзя считать не только потому, что их объем незначителен и в этом случае следовало бы предположить очень высокую изначальную концентрацию хрома в перидотитах (Cr_2O_3 5—6%), но и по той причине, что химический состав хромшпинелидов в рудных телах резко отличен от хромшпинелидов, кристаллизовавшихся из остаточной рудной силикатной жидкости в перидотитах, окружающих основные рудные тела (см. табл. 8 и 9).

По-видимому, расплав, образовавший рудные тела, формировался путем концентрации интерстициальной жидкости из кристаллизующихся перидотитов, но на более глубоких горизонтах, и из расплава более магнезиального состава.

В результате воздействия рудного расплава на вмещающие, еще не полностью закристаллизованные, перидотиты возникали вкрапленные руды псевдосидеронитовой текстуры, в которых роль оливиновых вкрапленников выполняли зерна оливина из перидотитов. Такие руды формируются в ореолах рудных тел и по перидотитам, разделяющим основные рудные тела.

Отчлененные от перидотита оливинные зерна, включенные в рудный расплав, образуют пятнистые руды. При перемещении рудного расплава эти удлиненные зерна оливина ориентируются и располагаются в виде полос, слоев и цепочек, так как это показано на табл. IX, 2.

Форма рудных тел, характер контактов, состав и текстурно-структурные особенности хромитовых руд показывают, что рудный расплав с зарожденными в нем кристаллами хромшпинелидов под влиянием тектонических сил перемещался в материнских перидотитах.

Субпараллельность рудных тел и выдержанность мощностей на значительных протяжениях как по простиранию, так и по падению, ярко проявленная линейность и полосчатость текстур хромитовых руд указывают на внедрение и перемещение кристаллизующегося рудного расплава по приоткрывающимся тектоническим нарушениям в уже весьма жестких перидотитах.

Сопоставление особенностей петрографического и химического состава пород, залегающих в них руд, и слагающих руды хромшпинелидов, а также ход кристаллизации ультраосновных пород и хромитовых руд в Сарановском массиве и в других хромитоносных массивах восточного склона Урала обнаруживает резкие различия их петрохимии.

Данные химических анализов перидотитов Сарановского мас-

сива (см. табл. 7) свидетельствуют о том, что эти породы отличаются от перидотитов собственно перидотитовой формации Урала повышенным содержанием железа ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$), глинозема, окиси кальция и окиси хрома.

Отсутствие сохранившихся первичных силикатных минералов в перидотитах не дает возможности рассматривать во всех деталях эволюцию химического состава магматического расплава при его кристаллизации. Тем не менее, если считать, что серпентинизация и другие постмагматические процессы не приводят к значительным изменениям первичного состава перидотитов, кроме приноса воды (а ее исключение дает возможность в известной мере характеризовать первичный состав), то можно с достаточной определенностью утверждать, что магма, из которой кристаллизовались перидотиты, была заметно более железистее, чем та, которая формировала перидотиты собственно дунит-перидотитовой формации.

Сравнение состава гарцбургитов Сарановского массива со средним составом гарцбургитов восточного склона Урала, проведенное по данным И. А. Малахова (1966), показывает, что если в гарцбургитах восточного склона Урала средние содержания «FeO» по 553 анализам составляет 8,04 вес.%, то для сарановских апогарцбургитов «FeO» — 12,9%. Гарцбургиты Сарановского массива содержат Al_2O_3 —3,95; Cr_2O_3 —0,68; TiO_2 —0,24; CaO —0,78% вес., тогда как в гарцбургитах других хромитоносных массивов Al_2O_3 —2,06; Cr_2O_3 —0,40; TiO_2 —0,06; CaO —0,34% вес. Отсюда следует, что состав перидотитов Сарановского массива существенно отличается от гарцбургитов собственно перидотитовой формации. Различия обнаруживаются и в составе рудообразующих хромшпинелидов. Так, в хромшпинелидах Сарановского месторождения заметно выше содержание железа и титана в сравнении с хромшпинелидами из месторождений, находящихся в собственно дунит-перидотитовой формации, где Fe_2O_3 обычно составляет 2—4, FeO — 9—13, а TiO_2 содержится в количестве от следов до 0,2% вес. Это еще раз подтверждает то, что материнский ультраосновной магматический расплав, образовавший Сарановский массив, отличался повышенной железистостью, что и отразилось на составе хромитовых руд.

Выше на основании структурных отношений минералов было показано, что порядок выделения минералов в перидотитах Сарановского массива — оливин — аксессуарный хромшпинелид — ромбический пироксен отличен от порядка кристаллизации гарцбургитов дунит-перидотитовой формации, имеющего следующую последовательность: оливин — ромбический пироксен — хромшпинелид. Спорадически в этих породах в незначительных количествах совместно с аксессуарным хромшпинелидом выделяется моноклинный пироксен или основной плагиоклаз.

Если в гарцбургитах, кристаллизующихся из более магнезиального расплава ($f=0,08$), железо, хром и алюминий накопи-

ваются в жидкой фазе в самом конце кристаллизации после выделения оливинов и пироксенов и фиксируется в аксессуарном хромшпинелиде, то в сарановских гардбургитах, формирующихся из более железистого расплава ($f=0,147$), железо совместно с хромом и алюминием накапливается в расплаве в количествах достаточных для образования аксессуарного хромшпинелида, значительно ранее, вслед за выделением в твердую фазу оливина. Остаточный, после кристаллизации хромшпинелида, расплав завершает кристаллизацию в виде ромбического пироксена, железистость которого остается не выясненной. По-видимому, большая железистость, глиноземистость и хромистость перидотитового расплава приводит к тому, что в Сарановском массиве аксессуарные хромшпинелиды выделяются вслед за оливином, до кристаллизации ромбического пироксена, а не позже, как это наблюдается в перидотитах альпинотипной формации.

Таким образом, различные по составу исходные магматические расплавы, а точнее различные соотношения MgO и FeO , а также CaO , Al_2O_3 , Cr_2O_3 и TiO_2 влияют не только на состав породообразующих минералов, но и на порядок их выделения.

Размещение Сарановского массива в области миегеосинклинали, а не эвгеосинклинали, что характерно для хромитоносных массивов Урала и других складчатых областей, тесная пространственная и генетическая связь с габбро и габбро-норитами, специфический химический состав пород, руд и рудообразующих хромшпинелидов, а также своеобразный ход кристаллизации дают основания для установления различной формационной принадлежности комплекса пород Сарановского массива и других хромитоносных массивов Урала и для отнесения Сарановского массива к габбро-перидотитовой формации.

По указанным признакам Сарановский массив занимает как бы промежуточное положение между формациями платформенных областей и геосинклинальных.

Ключевской массив

Ключевской массив, расположенный на восточном склоне Среднего Урала, в 30 км к юго-востоку от г. Свердловска, издавна известен в географической, геологической и экономической литературе, поскольку добыча хромитовых руд на его месторождениях проводилась с 1865 г. вплоть до начала эксплуатации Кемпирсайских рудников. Его руды использовались сначала для производства огнеупоров, позже в химической промышленности и для выплавки феррохрома.

С 1934 по 1941 гг. здесь работали обогатительная фабрика и завод ферросплавов. Всего на массиве за время его эксплуатации было добыто 245 тыс. т руды. До 1916 г. в основном старателями добыто 24 тыс. т массивной руды, из 90 тыс. т, добытых в период с 1927 по 1931 гг., на долю сплошных руд приходилась

только уже шестая часть, с открытием обогатительной фабрики было добыто и переработано еще 130 тыс. т вкрапленных руд.

Но и до последних лет Ключевской массив считается перспективным на обнаружение новых крупных промышленных скоплений хромитовых руд. В результате исследований, проведенных в этом направлении, геолого-съёмочных, поисковых, горных и геофизических работ накопился обширный материал, касающийся особенностей геологического строения южной части массива, где сконцентрированы наиболее значительные из известных месторождений, а также относительно размещения оруденения и его характера (Идкин и др., 1927, 1929; Вендланд, 1935; Ласков, 1936; Прохорова, Кукина, 1938; Глазовский и Горланов 1940; Горланов, 1940; Соловьев и др., 1960; Шарыпов, 1964, 1965; Павлов 1966; Костина и др. 1967; Малахов, Телегин и др., 1967, 1968; Лаптев, Юрганова, 1968).

Ключевской массив входит в состав Алапаевско-Теченского пояса ультрабазитов (Малахов, 1966), к которому помимо Алапаевского и Теченского массивов принадлежат также Останинский, Режевской, Баженовский и Казакбаевский. Пояс располагается в западном крыле Алапаевско-Брединского погружения. Ключевской массив приурочен к одной из складок, осложняющих Арамилский синклиорий.

Массив, площадью около 80 км², имеет в плане грушевидную форму. В субмеридиональном направлении он вытянут на 17 км. В южной части ширина его достигает 8 км, а к северу уменьшается до 1—3 км.

Ультрабазиты окружаются метаморфизованными вулканогенно-осадочными толщами нижнего силура.

По Ю. С. Соловьеву стратиграфический разрез палеозойских отложений района Ключевского массива составляют верхнеордовикские графито-кварцевые сланцы, нижнесилурийские слюдяно-кварцитовые сланцы, филлиты, гнейсы и мраморы. В отложениях верхнего силура наряду с углисто-кремнистыми кварцсерцитовыми и зелеными сланцами присутствуют метаморфизованные эффузивы основного состава, туфопесчаники и амфиболиты. Нижнедевонские отложения представлены базальтовыми порфиритами и туфами с прослоями окремненных известняков. Мощность отложений ордовика определяется в 500 м, нижнего силура от 0 до 800, верхнего — 200—500 и девонских — 500 м.

Породы, окружающие массив, смяты в опрокинутые к востоку изоклинальные складки, оси которых субпараллельны длинной оси массива. Восточные крылья складок более крутые, западные более пологи.

Западный и восточный контакты ультрабазитов с вмещающими отложениями по геофизическим данным имеют западное падение. При этом западный контакт положе восточного. Южный контакт тектонический и круто падает на север.

Форма массива, залегающего в синклиналии структуре, лакколитообразная. Наибольшая мощность в 4—5 км устанавливается в южной части массива, где предполагается наличие магмоподводящего канала (Костина и др., 1967).

Время внедрения ультрабазитов по И. Д. Соболеву средневерхнедевонское. Согласно А. А. Пронину (1948 г.) возраст Ключевского массива, так же как и всех остальных массивов пояса, каменноугольный.

На площади Ключевского массива можно встретить породы ультраосновного, габброидного и гранитоидного комплексов и ряд метаморфогенных образований (фиг. 19).

Больше половины площади массива слагается перидотитами гарцбургитового состава с изначальным содержанием энстатита до 25—30%.

Дуниты и аподунитовые серпентиниты образуют полосу шириной более 1,5 км по южной и юго-восточной окраине массива и изометрические, часто вытянутые в меридиональном направлении пятна в поле перидотитов. В южной половине массива площади выхода дунитов больше. В северной части массива их выходы незначительны, менее 0,5 км² и располагаются преимущественно вдоль восточного борта массива. В целом дунитами занято около 35% площади массива. Перидотиты и дуниты являются, таким образом, преобладающими породами в этом дифференцированном хромитосном массиве.

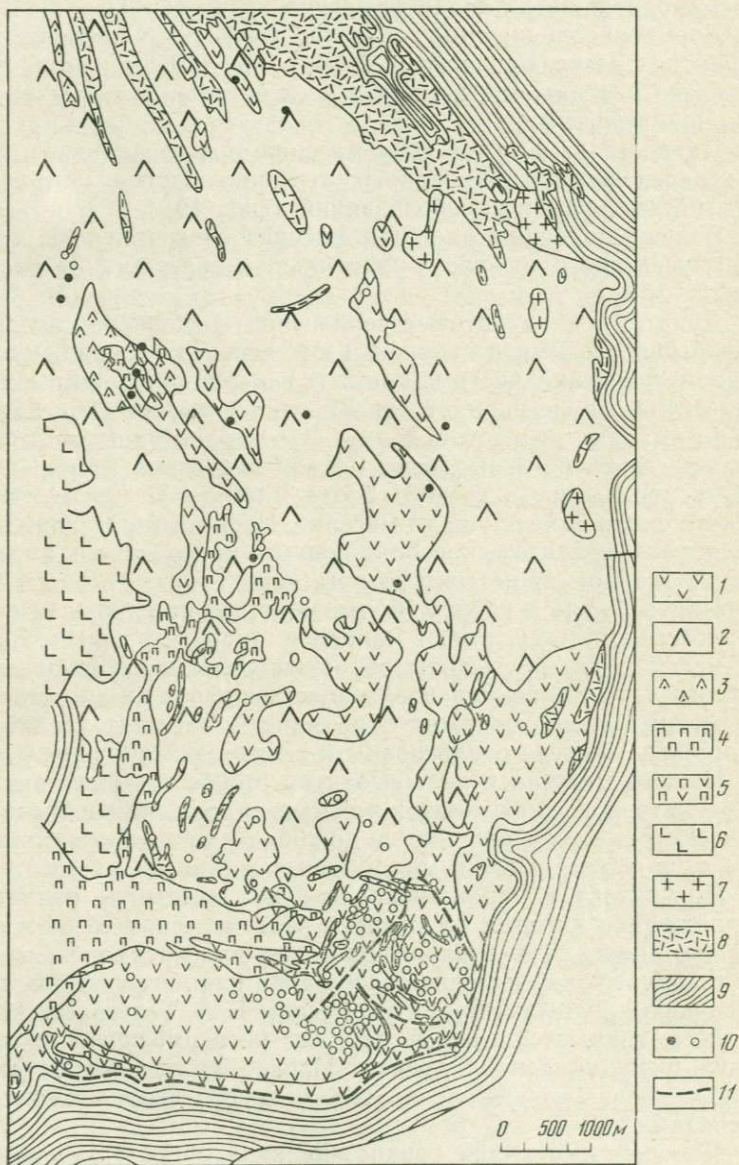
Пироксениты и габбро, более молодые по отношению к названному комплексу, имеют наиболее широкое развитие на западе массива, где их выходы образуют довольно обширные поля. Пироксениты слагаются преимущественно свежим крупнозернистым диаллагом, содержат акцессорный магнетит (редко хромшпинелид), иногда оталькованы и антигортитизированы.

На юге массива в поле развития преобладающих дунитов и аподунитовых серпентинитов распространены дайкообразные пироксенитовые тела мощностью до 200 м и протяженностью более 300 м, но встречаются и маломощные жилки пироксенита.

По контактам пироксенитов и дунитов нередко развиваются верлиты, для которых характерна относительная свежесть пироксенов, диопсида и диаллага при сильном метаморфизме хромшпинелидов и уменьшение содержания клинопироксенов по направлению к дунитам. Верлиты описаны Б. А. Телегиным (1967 г.) и рассматриваются им как продукт метасоматического воздействия пироксенитов на дуниты. Иногда верлиты встречаются в виде отдельных обособлений вне видимого сопряжения с пироксенитами.

Породы габбро чаще среднезернистые, состоят из зеленой роговой обманки, плагиоклаза и реликтов моноклинного пироксена. Присутствуют сфен, апатит, вторичный амфибол, эпидот, цоизит. Довольно широкое развитие имеют горнблендиты.

Дайковые породы гранитоидного комплекса (двуслюдяные



Фиг. 19. Геологическая карта Ключевского ультраосновного массива (составлена по материалам Телегина и др.)

граниты) тяготеют к северо-восточному борту массива. Гранито-гнейсы и жильные аляскитовые граниты развиты по юго-восточному обрамлению массива, за его пределами.

Породы дунит-гарцбургитового комплекса подверглись воздействию процессов серпентинизации (лизардит, антигорит), хлоритизации, амфиболитизации, карбонатизации и графитизации, а в гипергенных условиях окремнению и нонтронитизации. Метаморфические преобразования проявились наиболее интенсивно в зонах тектонических нарушений. На контакте ультрабазитов с вмещающими породами (восточный контакт) и по границе серпентинитов с жильными породами, гранитами и лампрофирами развиты серпентин-карбонатные, тальк-карбонатные и тальково-хлоритовые породы, связанные с воздействием на ультрабазиты магмы кислого состава. На юге массива полосы этих пород длиной в несколько сотен метров при мощности, достигающей 50 м, имеют широтное, северо-западное и юго-западное простирание. Широко развиты они и в пределах рудных полей.

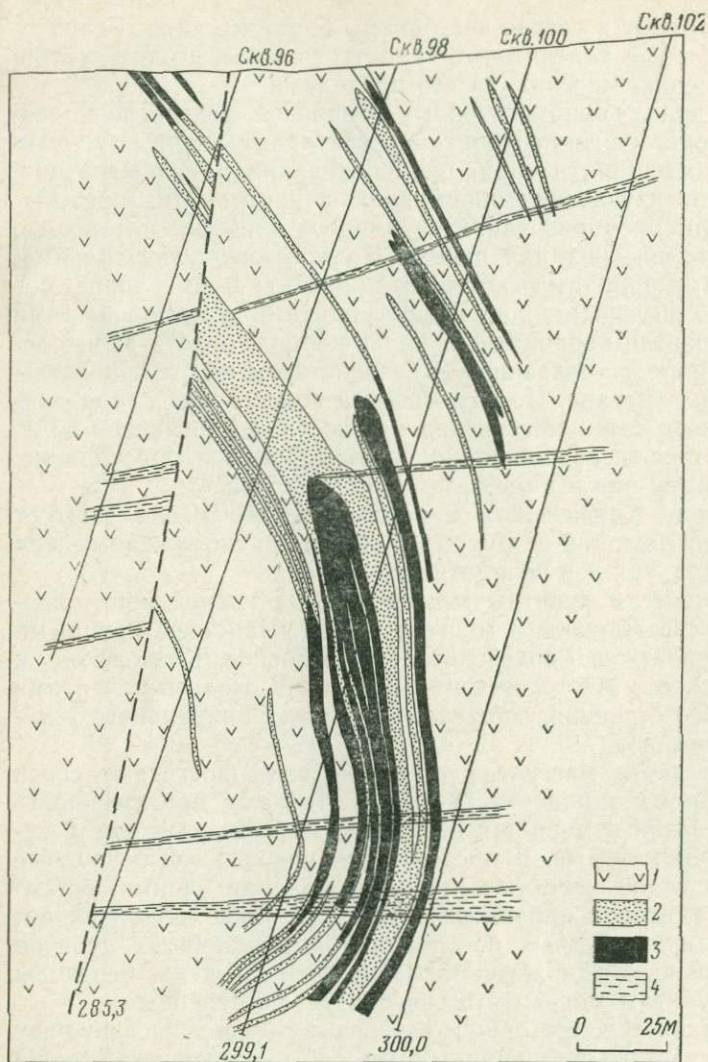
На площади Ключевского массива известно около двухсот мелких месторождений и рудопроявлений, расположенных как в поле дунитов, так и в перидотитах.

Приуроченные к дунитам месторождения южной части массива весьма своеобразны и многочисленны. Наиболее крупными среди них являются Ревденское, Первомайское, Козловское и Самохваловское. Месторождения обладают сходными чертами геологического строения, сложения руд и их минерального и химического составов.

В южной части массива рудоносные зоны достигают сотен метров в длину и мощности 10—20 м. Но чаще протяженность рудных скоплений измеряется десятками метров, а мощность несколькими дециметрами. В пределах рудоносных зон безрудные дунитовые прослои чередуются с полосами или слоями, обогащенными хромитовой вкрапленностью. При более густой вкрапленности границы рудных обособлений и вмещающих дунитов довольно резкие, когда же вкрапленность разрежена, переходы от руды к дунитам могут быть совершенно постепенными.

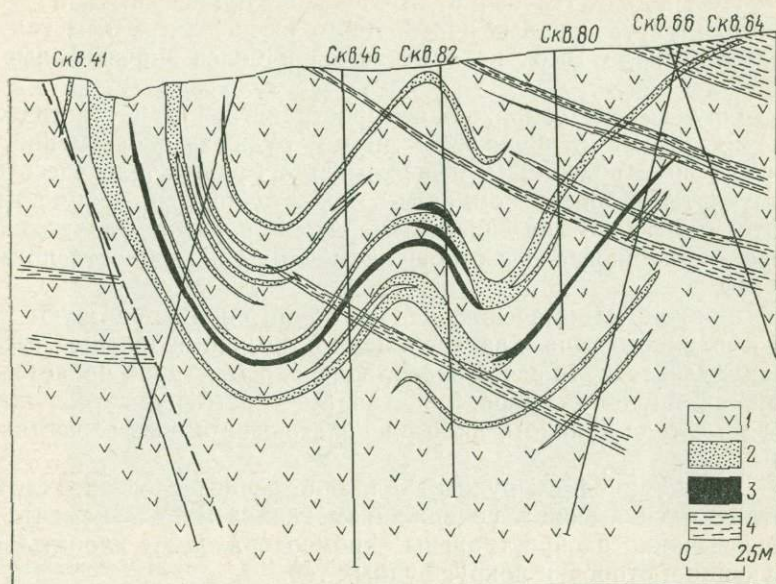
Форма таких тел, состоящих из перемежающихся безрудных прослоев и участков сгущения хромитовой вкрапленности, чаще

- | | | |
|--|--|---|
| 1 — дуниты и аподунитовые серпентиниты; | ксеритовый полосчатый комплекс; | 9 — комплекс вмещающих вулканогенно-осадочных пород; |
| 2 — апогарцбургитовые серпентиниты; | 6 — габбро и габбро-амфиболиты; | 10 — месторождения и рудопроявления хромитов массивных и вкрапленных; |
| 3 — серпентиниты нерасчлененные; | 7 — граниты и гранит-порфиры; | 11 — линии тектонических нарушений |
| 4 — пироксениты, оливиновые пироксениты; | 8 — талько-карбонатные и серпентин-тальковые породы; | |
| 5 — дунито-верлитовые пироксениты; | | |



Фиг. 20. Геологический разрез участка Ревдинского месторождения (по А. Шарыпову)

- | | | |
|---|--|---|
| 1 — дуниты и аподунитовые серпентиниты; | шпинелидов и содержанием Cr_2O_3 5—10 вес.%; | содержанием Cr_2O_3 10—16 вес.% |
| 2 — дунит с повышенной вкрапленностью хром. | 3 — хромитовая руда с со- | 4 — тальково-карбонатные породы |



Фиг. 21. Геологический разрез района Первомайского месторождения (по А. Шарыпову)

- 1 — дуниты и аподунитовые шпинелидов и содержа- держанием Cr_2O_3 10— серпентиниты; нием Cr_2O_3 5—10 вес.%; 10 вес.%;
 2 — дуниты с повышенной 3 — хромитовая руда с со- 4 — тальково-карбонатные зрапленностью хром- породы

всего пластообразная, иногда тела имеют форму линз и гнезд. Однако пространственная ориентировка пластов весьма непостоянна. Это обусловлено сложным складчатым внутренним строением рудоносных зон, формировавшимся в интравудный этап.

На фиг. 20 и 21 показано внутреннее строение рудоносных зон Ревдинского и Первомайского месторождений. Крутое залегание слоистого комплекса перемежающихся дунитов и вкрапленных руд и часто встречающаяся резко различная ориентировка перемежаемости в близлежащих участках, как видно из представленных разрезов, объясняется приуроченностью к разным частям крутых складок.

Помимо пликативных интравудных нарушений, проявлены и разрывные. Для района Самохваловского месторождения Б. А. Телегиным описаны рудные выделения средневкрапленного хромита, развитые по сопряженным разрывным плоскостям. Одна из них имеет азимут падения 300° , $\angle 20^\circ$, а другая — 110° , $\angle 20^\circ$. Подобные формы выделения руд по разноориентированным направлениям отмечались и в керне скважины 8, на глубине 50 м к северу от II-го Самохваловского месторождения.

Пострудная тектоника интенсивна. Она чрезвычайно усложняет структуру рудных полей. Часты смещения рудных тел с амплитудами до 10 м, но отмечаются и более значительные смещения.

Оруденение, сопряженное пространственно и генетически с перидотитами, отлично и по форме рудных обособлений, и по текстурным признакам, и по химизму. Рудные тела здесь менее вытянуты и более компактны, представляют по форме гнезда, штоки или короткие линзы, измеряемые первыми десятками метров по длинной оси с отношением длины к мощности примерно 1 : 10.

Если на юге массива, в поле дунитов, господствуют руды вкрапленного типа с варьирующей и обычно небольшой густотой вкрапленности, то здесь преобладающей текстурой является массивная, крупно- и грубозернистая. Массивные руды либо слагают рудные тела целиком, либо располагаются в осевых частях рудных тел.

Хромшпинелиды рудных тел, залегающих среди перидотитов, отличаются высоким содержанием глинозема. В цементе руд чрезвычайно распространены хромсодержащие хлориты, образующие и оторочки вокруг рудных тел.

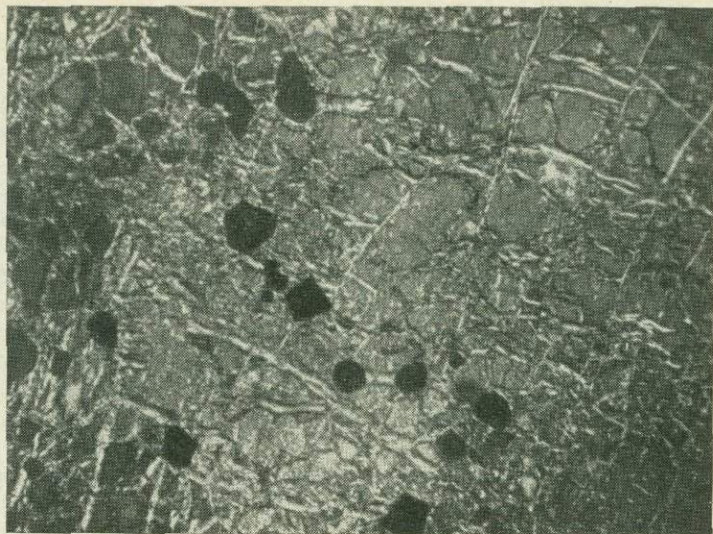
Как уже упоминалось, для месторождений южной части Ключевского массива характерно развитие руд вкрапленного типа. Густота вкрапленности в них варьирует в самых широких пределах — от обогащенных хромшпинелидами дунитов до руд массивного сложения (табл. XIII, I). По густоте вкрапленности руды условно подразделяются на редковкрапленные с содержанием рудных зерен от 10 до 30%, средневкрапленные с количеством хромшпинелидов до 50%. К густовкрапленным относятся руды, в которых больше половины объема принадлежит хромшпинелидам, к массивным, содержащие более 90% рудных зерен.

Соответственно массивные руды содержат 40—55% окиси хрома, густовкрапленные — 30—45%, средневкрапленные — 15—30%, остальные менее 15%.

Помимо хромшпинелидов в рудах присутствуют реликты оливина и замещающие его серпентин, хлорит, брусит, тальк, магнетит, сульфиды гидроокислы железа и карбонаты (магнезит, кальцит, брейнерит). В некоторых скважинах отмечалось развитие графита.

Распределение хромшпинелидов в силикатном цементе часто равномерно. В отдельных участках проявляется атакситовость, выражающаяся в пятнистом сложении руд.

Переменяемость маломощных слоев с различной густотой вкрапленности создает полосчатую текстуру руд. Такая полосчатость, как правило, согласуется с пространственной ориентировкой самих рудных тел. В самих рудных полосах иногда проявлено симметричное строение. От дунита к середине полосы идет



Фиг. 22. Дунитовый прожилок в густовкрапленной хромитовой руде. Крупное зерно оливина включает мелкие идиоморфные и округлые зерна хромшпинелида. Шлиф 195-68, увел. 20, с анализатором

постепенное сгущение вкрапленности до образования почти сплошной руды.

Наблюдаются случаи, когда в пределах отдельных полос цепочки или строчки рудных зерен либо обособления силикатного цемента располагаются косо или даже поперек направления перемежаемости самих полос (табл. XIII, 2). Это следы перераспределения хромитовых зерен в силикатном цементе при «растаскивании» вязкого кристаллизующегося рудного расплава, перемещающегося под тектоническим воздействием.

Результатом такой переориентировки является формирование текстуры растаскивания, описанных Г. Г. Кравченко для Кимперсайского массива.

В струйчато-полосчатых рудах хромитовые сгущения имеют форму струй. Они либо прямолинейны, либо изгибаются, ветвятся и кулисообразно заходят друг за друга (см. табл. XIII, 3—4).

Преобладание руд полосчатого сложения характерно для Светлогорского, Первомайского, Ревдинского и Козловских месторождений. В Ревдинской группе преобладают руды бедно- и средневкрапленные, шлировые обособления густовкрапленных и массивных руд довольно редки. Отсюда и невысокое содержание хрома в руде. Месторождениям Козловской группы более свойственно чередование густовкрапленных руд и безрудного дунита.

Характерная черта руд бедновкрапленного типа — идиоморфизм хромшпинелидов, хотя в крупнозернистых равномерно-вкрапленных рудах зерна часто имеют округлые и неправильные очертания (табл. XIV, 1—2). Нередко наблюдается укрупнение размера зерен в местах сгущения хромитовой вкрапленности. Поэтому руды массивные, как правило, бывают более крупнозернистыми.

Орбикулярные, орбикулярно-полосчатые и брекчиевидные руды развиты на месторождении Заячьем и других.

Как в месторождениях северной части массива, так и на юге встречаются очково-петельчатые, а также нодулярные руды (месторождения Нодулевая яма, Самохваловское II, Покосное, Пьяноборское). На месторождениях Ключевского массива довольно часто можно наблюдать, как вкрапленные и вкрапленно-полосчатые руды пересекаются прожилками дунитов. Такие прожилки, как правило, маломощны до 10 см, иногда они разветвляются. В одном из таких прожилков наблюдались крупные выделения оливина (фиг. 22).

Химический состав оливинов

Оливин — основной породообразующий минерал. Вместе с акцессорным хромшпинелидом он составляет дуниты. В перидотитах, где ромбический пироксен присутствует в количестве 10—40%, а низкохромистые ксеноморфные хромшпинелиды 2—3%, на долю оливина приходится более 60% объема породы. Оливином же была представлена силикатная составляющая руд.

В настоящее время оливины несут следы интенсивных динамо-метаморфических и метасоматических изменений и прежде всего серпентинизации. Крупные зерна часто обнаруживают волнистое угасание.

Среди дунитов Ключевского массива встречаются разности с крупными округлыми зернами оливина размером до 20 мм, с отчетливо выраженной спайностью (табл. XV, 1), а также очень мелкозернистые дуниты (табл. XV, 2).

В рудах месторождения Барсучьего наблюдался интересный случай кристаллизации оливина в постмагматическую стадию. Оливин здесь не только выполняет промежутки между зернами хромшпинелидов, но и кристаллизуется также в трещинах хромшпинелидовых зерен, которые могли возникать лишь в твердой руде (см. табл. XV, 3). Здесь же зерна хромшпинелида как бы захватываются более крупными оливиновыми зернами (см. табл. XV, 4).

Факты выполнения оливином трещин в зернах хромшпинелидов, а также включения зерен хромшпинелидов в более крупные оливиновые зерна могут рассматриваться как свидетельство перекристаллизации.

Интересно, что оливин этот отличается чрезвычайно низким содержанием железа ($\text{FeO} - 1,69$ вес. %). Оливины в породах и рудах Ключевского массива, как и всех других массивов Урала, принадлежащих перидотитовой формации, магнезиальны.

Содержание фаялитового компонента в оливинах дунитов составляет 5—8%. Б. А. Телегиным на основании замеров оптических констант устанавливается некоторое возрастание железистости оливинов в дунитах в направлении с юга на север. В этом же направлении идет и увеличение содержания энстатита.

Пределы колебания содержания фаялитового компонента составляют 3—4%.

Оптические данные показывают, что железистость оливинов в дунитах ниже, чем в перидотитах, но выше железистости оливинов из руд. Об этом же свидетельствуют и проведенные нами прямые химические определения содержания железа в оливинах.

Породы ультраосновных массивов обычно значительно серпентинизированы. Особенно велика бывает степень серпентинизации оливинов, выполняющих интерстиции между хромитовыми зернами в рудах. Чем гуще рудная вкрапленность, тем меньше бывает сохранность оливинов.

Реликты оливина в густовкрапленных и массивных рудах представляют достаточно редкое явление. Интересной особен-

Таблица 11

Химический состав оливина из густовкрапленной руды атакситового сложения (обр. 194-68)

Оксиды	Содержание, вес. %	Мол. колич. ($\times 1000$)	Минеральные примеси		Формульные числа оливина
			брусит	серпентин	
SiO_2	41,40	690	—	4	1,000
TiO_2	0,00	—	—	—	—
Al_2O_3	0,00	—	—	—	—
Fe_2O_3	0,00	—	—	—	—
FeO	3,20	44	—	1	0,061
MnO	0,06	1	—	—	0,001
MgO	54,42	1360	34	5	1,926
CaO	0,00	—	—	—	—
H_2O^-	0,00	—	—	—	—
H_2O^+	0,70	38	34	4	—
NiO	0,54	7	—	—	0,010
S	Следы	—	—	—	—
Сумма	100,32	—	—	—	—

Анализ произведен в ЦХЛ ИГЕМ АН СССР В. А. Молевой.

ностью руд Ключевского массива является присутствие значительного количества реликтов оливина в цементе вкрапленных руд и даже руд массивного сложения. Это позволило выделить и проанализировать микрохимическим методом оливины из цемента руд разных текстур и сравнить их по содержанию железистого компонента.

Согласно полученным результатам содержание FeO в густо-вкрапленной разномзернистой руде атакситового сложения 3,20% (табл. 11). Оливин из полосчатой мелкозернистой руды (скв. 208, глубина 161 м) содержит 3,87% FeO. Определение содержания FeO в оливине из дунитов с повышенной аксессуарной вкрапленностью хромшпинелидов, располагающегося на расстоянии трех метров выше прослоя вкрапленных руд (скв. 208, глубина 163 м), показало результат 5,71 вес. %. Таким образом, намечается последовательное нарастание железистости с уменьшением хромитовой вкрапленности.

Химический состав хромшпинелидов

В опубликованной литературе и многочисленных отчетах геологов, проводивших поисково-разведочные работы на хромиты в пределах Ключевского массива, содержится довольно обширный материал о химическом составе руд, полученный при опробовании, и реже результаты определения состава хромшпинелидов. Большое количество анализов рудных концентратов из месторождений Ключевского массива провел Б. А. Телегин при работах по оценке хромитоносности ультраосновных массивов Урала. Некоторые из проб приближались к мономинеральным, содержали незначительное количество примесей.

В табл. 12 приводятся данные ряда анализов, отличающиеся содержанием SiO₂ менее 2%. Исключение составляет концентрат из массивной руды месторождения Коровья Яма, поскольку сведения об оруденении, размещенном в перидотитах, весьма ограничены.

В табл. 13 содержатся результаты пересчетов этих анализов на состав хромшпинелидов, приведенный к 100% (вес.) после исключения вещества минеральных примесей, характеристика состава элементарной ячейки хромшпинелидов и их молекулярного состава, а также величины, показывающие соотношения отдельных химических компонентов.

Из приведенных данных следует, что хромшпинелиды в рудах Ключевского массива широко варьируют по составу.

Максимальное содержание Cr₂O₃ в хромшпинелиде 58,92% (в пересчете на чистое хромшпинелидовое вещество) установлено в рудах, сопряженных с дунитами, а минимальное — 42,68 в руде из месторождений, залегающих в полях перидотитов. Соответственно высокохромистые хромшпинелиды содержат меньше глинозема, а низкохромистые большие — до 25 вес.%. Эти разли-

Таблица 12

Результаты химических анализов концентратов хромшпинелидов из руд Ключевского массива (по данным Малахова, Телегина и др., 1968 г.)

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	2,90	1,73	1,93	1,12	1,14	1,74	1,38	0,20	1,00	0,40	1,58	1,70	0,94	0,32	2,04
TiO ₂	0,20	0,37	0,27	0,18	0,35	0,13	0,23	0,18	0,35	0,17	0,50	0,38	0,25	0,20	0,13
Al ₂ O ₃	23,56	11,20	16,96	20,84	13,86	8,54	13,30	10,60	9,37	11,06	7,44	8,35	8,83	8,46	9,01
Cr ₂ O ₃	40,16	55,78	48,74	41,30	54,97	57,22	52,87	55,34	54,72	54,52	53,96	51,12	57,13	58,74	51,24
Fe ₂ O ₃	3,51	2,21	4,36	7,81	5,04	6,88	4,49	4,98	10,17	8,37	10,78	11,90	10,54	7,94	9,34
FeO	13,20	14,18	11,89	12,01	11,60	12,88	14,42	13,30	13,42	13,62	15,67	21,31	9,16	10,35	14,69
MnO	He опр.	0,17	0,17	0,15	0,24	He опр.	He опр.	0,20	0,15	0,21	0,26	He опр.	0,20	0,21	0,56
MgO	15,39	14,36	15,00	15,77	13,05	12,64	13,45	14,75	11,08	11,56	10,50	5,40	12,53	13,96	12,36
CaO	Сл.	0,06	0,12	0,06	0,05	Сл.	0,06	0,03	0,14	0,03	0,08	0,10	0,05	0,06	0,03
NiO	0,23	0,01	0,03	0,14	0,13	0,14	0,14	0,16	0,03	0,12	0,14	0,10	0,12	0,14	0,12
CoO	0,03	0,03	0,03	0,01	0,04	0,04	0,02	0,02	0,03	0,02	0,05	0,05	0,03	0,02	0,03
П.п.п.	1,85	0,43	0,71	1,16	0,35	0,73	0,58	0,54	0,00	0,40	0,37	0,08	0,55	0,23	1,03
Сумма	101,03	100,53	100,21	100,55	100,85	100,94	100,94	100,30	100,46	100,48	101,33	100,49	100,33	100,69	100,56

1 — проба 65, массивная руда, месторождение Коровья Яма; 2 — проба 59, густовкрапленная руда, мест. Покосное; 3 — проба 657-1, массивная руда, участок III; 4 — проба 654-1, массивная руда, месторождение Чуровское I; 5 — проба 995-1, средневкрапленная руда, участок 52; 6 — проба 562, средневкрапленная руда, месторождение Козловское II; 7 — проба 561, средневкрапленная руда, месторождение Козловское III; 8 — проба 576, массивная руда, месторождение Козловское III; 9 — проба 679-1 густовкрапленная руда, участок 92; 10 — проба 205-1, средневкрапленная руда, участок 63; 11 — проба 966-1, редковкрапленная руда, участок 59; 12 — проба 551-а-1, средневкрапленная руда, участок 68; 13 — проба 960-1; 14 — проба 181-1, средневкрапленная руда, месторождение Светлогорское; 15 — проба 614-1.

Таблица 13

Химический состав хромшпинелидов из руд Ключевского месторождения

Окислы и другие показатели	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Состав хромшпинелидов, приведенный к 100% вес.															
Al ₂ O ₃	25,41	11,82	18,74	21,70	15,00	9,07	13,93	11,20	9,99	11,39	8,21	9,01	9,42	9,59	9,59
Cr ₂ O ₃	42,82	56,82	52,60	42,68	57,81	59,41	54,15	56,87	55,93	55,17	55,12	52,05	58,92	53,97	53,97
Fe ₂ O ₃	3,41	2,05	0,43	8,17	3,05	4,15	4,50	5,14	6,03	5,77	8,48	8,55	4,64	9,06	9,06
FeO	14,29	14,44	12,95	12,62	14,51	16,10	14,75	13,88	17,78	16,29	18,69	24,79	15,01	16,06	16,06
MgO	14,07	14,67	15,28	14,83	9,63	11,27	12,67	12,91	10,27	11,38	9,50	5,60	12,01	11,32	11,32
Число катионов в элементарной ячейке на 32 (0)															
Al	7,20	3,69	5,26	6,27	4,31	2,80	4,18	3,41	3,12	5,52	2,60	2,90	2,89	2,81	2,97
Cr	8,18	11,86	9,88	8,14	11,14	12,38	10,94	11,60	11,68	11,34	11,69	11,31	12,20	12,60	11,23
Fe ³⁺	0,61	0,45	0,86	1,49	0,55	0,82	0,88	0,99	1,20	1,14	1,72	1,79	0,91	0,59	1,80
Fe ²⁺	2,89	3,20	2,57	2,56	2,96	3,54	3,14	2,00	3,93	3,55	4,18	5,69	8,28	3,40	3,53
Mg	5,11	4,80	5,43	5,44	5,04	4,46	4,86	5,00	4,07	4,45	3,82	2,31	4,72	4,60	4,47
Молекулярный состав															
MgAl ₂ O ₄	45,07	23,03	32,88	39,20	26,93	17,49	26,13	21,31	19,47	21,98	16,26	18,10	18,05	17,55	18,54
MgCr ₂ O ₄	18,76	36,97	35,00	28,79	36,15	38,27	34,58	41,24	31,44	33,66	31,48	10,74	40,97	40,00	37,29
FeCr ₂ O ₄	32,30	37,17	26,73	22,73	33,46	39,09	33,79	31,27	41,58	37,23	41,56	60,00	35,29	38,78	29,92
FeFe ₂ O ₄	3,87	2,83	5,39	9,28	3,46	5,15	5,50	6,18	7,51	7,13	10,70	11,16	5,69	3,67	11,25
<i>m</i>	63,83	60,00	67,88	67,99	63,08	65,76	60,71	62,55	50,91	55,64	47,74	28,84	59,03	57,55	55,84
<i>f</i>	36,17	40,00	32,12	32,01	36,92	34,24	39,29	37,45	49,09	44,36	52,26	71,16	40,97	42,45	44,16
φ	51,06	74,14	61,73	51,82	69,61	77,36	68,37	72,51	73,02	70,89	73,04	70,74	76,29	78,77	70,21
<i>f</i> _{Cr}	63,26	50,14	43,30	44,12	48,07	50,53	49,42	43,13	56,94	52,51	56,90	84,82	46,28	49,22	46,88
<i>f</i> ₁	10,70	7,02	16,8	29,00	9,37	11,62	14,00	16,48	14,74	16,07	20,47	15,68	13,86	8,66	25,47
MgO/FeO	3,79	—	2,11	2,12	1,71	1,26	1,54	1,67	0,96	1,25	0,91	—	—	—	—

чия отражают зависимость состава рудообразующих хромшпинелидов от состава вмещающих пород.

Из материалов, собранных в южной части Ключевского массива, было химически проанализировано 5 проб. Две из них отобраны из участков сгущения хромшпинелидов до густовкрапленных руд, имеющих тем не менее атакситовое сложение, две из руды полосчатой текстуры и одна из дунита. Данные химических анализов и их пересчетов приводятся в табл. 14 и 15, которые показывают, что проанализированные хромшпинелиды весьма высокохромисты. Содержание окиси хрома находится в пределах 56,43 — 60,85 вес.%, а окиси алюминия — 7,50—11,24, окиси железа 4,00—5,62. Содержание закисного железа и окиси магния варьирует шире — FeO от 13,15 до 18,14, а MgO от 9,80 до 13,56 вес.%. Основные шпинелеобразующие окислы в аксессуарном хромшпинелиде из дунита содержатся примерно в тех же количествах, что и в рудообразующем. Правда, аксессуарные отличаются несколько большей железистостью. Из других элементов, присутствующих в виде изоморфных примесей, можно указать

Таблица 14

Результаты химических анализов хромшпинелидов Ключевского массива

Окислы	189-68	194-68	200-68-к	200-68-м	201-68
SiO ₂	1,11	0,63	0,59	1,02	0,90
TiO ₂	0,19	0,15	0,17	0,10	0,13
Al ₂ O ₃	10,86	8,38	8,31	7,19	8,01
Cr ₂ O ₃	54,52	60,52	58,72	57,28	57,10
Fe ₂ O ₃	5,43	4,08	3,91	4,65	3,9
FeO	12,98	12,42	16,40	18,09	19,44
MnO	0,39	0,23	0,25	0,29	0,33
MgO	14,11	13,39	11,59	10,68	9,91
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H ₂ O ⁻	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H ₂ O ⁺	0,19	0,15	0,14	0,19	0,18
NiO	—	—	—	0,08	—
CoO	—	—	—	0,11	—
V ₂ O ₅	0,12	0,09	0,10	0,12	0,09
Сумма	99,90	100,04	100,18	99,80	100,02

Обр. 189-68 — густовкрапленная хромитовая руда, карьер месторождения Барсучьего; обр. 194-68 — руда атакситового сложения, там же; обр. 200-68 — полосчатая разнозернистая руда, скв. 208, глубина 161 м; обр. 201-68 — дунит с повышенной аксессуарной вкрапленностью, там же, глубина 161 м.

Анализы выполнены в ЦХЛ ИГЕМ АН СССР О. П. Острогорской.

Таблица 15

Состав хромшпинелидов Ключевского массива по пересчету данных химических анализов

Оксиды и другие показатели	189-68	194-68	200-68-к	200-68-м	201-68
	Густовкрап- ленная руда	Атакситовая	Убогая, полосчатая		Дунит
			>0,5	0,2—0,25	
Al ₂ O ₃	11,24	8,43	8,51	7,50	8,27
Cr ₂ O ₃	56,43	60,85	60,11	59,71	58,93
Fe ₂ O ₃	5,62	4,02	4,00	4,85	4,06
FeO	13,15	13,20	16,07	18,14	20,07
MgO	13,56	13,35	11,31	9,80	8,67
Al	3,50	2,67	2,69	2,38	2,63
Cr	11,39	12,63	12,50	12,65	12,54
Fe ³⁺	1,11	0,70	0,81	0,97	0,83
Fe ²⁺	2,80	2,90	3,53	4,06	4,50
Mg	5,20	5,10	4,47	3,94	3,50
<i>m</i>	63,42	63,69	53,24	49,26	43,75
<i>f</i>	36,58	36,31	46,76	50,74	56,25
Φ	71,17	78,96	78,14	79,04	78,33
f_{Cr}	41,61	40,45	53,37	56,50	65,15
f_1	19,88	12,02	11,46	11,98	9,25
MgAl ₂ O ₃	21,87	16,67	16,80	14,88	16,46
MgCr ₂ O ₃	41,55	47,02	36,44	34,38	27,29
FeCr ₂ O ₃	29,62	31,94	41,70	44,66	51,04
FeFe ₂ O ₃	7,96	4,37	5,06	6,08	5,21
MgO:FeO	1,86	1,75	1,27	0,97	0,78
R ₂ O ₃ :RO	0,98	1,03	0,97	0,97	0,96
Вес. % примеси	3,39	0,55	2,31	4,08	3,11

окислы марганца 0,23—0,39%, никеля, кобальта и титана 0,10—0,20% и ванадия 0,9—0,12%. Спектральным анализом устанавливается незначительное (тысячные доли процента) содержание меди и отсутствие цинка.

Поскольку анализы относятся к рудам густовкрапленным, бедновкрапленным и дунитам, можно проследить изменения в составе хромшпинелидов, происходящие в связи с нарастанием густоты их вкрапленности от дунита к руде (фиг. 23).

В рассматриваемых хромшпинелидах, как в рудных, так и в аксессуарных, хромистость очень высокая ($\varphi=71-79$) и довольно постоянная для 4 из 5 проб (78,14—78,96). Несколько пониженной хромистостью ($\varphi=71,17$) обладает хромшпинелид из пробы густовкрапленной руды месторождения Барсучье, в которой была обнаружена перекристаллизация оливина.

Зависимость в содержании хрома и железа не устанавливается. При практически неизменной хромистости содержание железа (f) варьирует и уменьшается по мере возрастания густоты вкрапленности и размера зерен хромшпинелидов от 56,25 до 36,58. Соответственно с увеличением количества рудной составляющей возрастает магнетиальность хромшпинелидов от 43,75 до 63,69.

Железистость хромсодержащих молекул (f_{Cr}) также не зависит от хромистости, но изменяется параллельно с изменением общей железистости, обнаруживая ту же зависимость от густоты вкрапленности рудных зерен, что и в хромшпинелидах Кемпсайского плутона (Павлов и др., 1969).

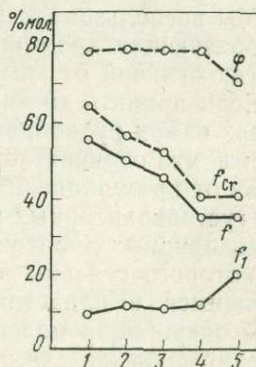
Интересно, что процентное содержание магнетитовой молекулы от суммы железистых молекул в составе хромшпинелида (f_1) возрастает по мере увеличения густоты вкрапленности, несмотря на уменьшение общей железистости. Это свидетельствует о большей степени окисления железа при более высокой концентрации рудного вещества.

Существует мнение, что высокое содержание железа в хромитовых концентратах из руд Ключевского массива связано с интенсивным метаморфизмом руд. Однако не следует забывать о том, что подвергавшиеся метаморфизму руды вкрапленного типа, преобладающие в этом массиве, сами по себе характеризуются повышенной железистостью. Как было показано, и хромшпинелиды бедных руд, и оливины в цементе этих руд более железисты, чем в рудах массивных и густовкрапленных.

На материале пробы 200 была предпринята попытка выяснить, существует ли гетерогенность химического состава в разнозернистых рудах, в данном случае в убогой полосчатой руде. Хромшпинелидовые сгущения образуют в ней полосы шириной от 2 до 10 мм, перемежающиеся с безрудными интервалами той же мощности. Вкрапленность в рудных полосах достигает 40—50%, а в безрудных интервалах соизмерима с обычной акцес-

Фиг. 23. Диаграмма зависимости состава хромшпинелидов от густоты их вкрапленности в породе

- 1 — дунит с повышенной аксессуарной вкрапленностью, обр. 201-68;
- 2 — мелкие зерна хромшпинелидов из полосчатой разнозернистой редковкрапленной руды, обр. 200-68;
- 3 — крупные зерна хромшпинелидов из участков сгущения хромитовой вкрапленности в полосчатой руде, обр. 200-65;
- 4 — густовкрапленная средне- и крупнозернистая руда, обр. 194-68;
- 5 — густовкрапленная хромитовая руда из шлора, обр. 189-68



сорной. Характерно укрупнение зерен в местах их сгущений до 0,8 мм.

Из пробы такой руды определен состав хромшпинелидов из мелкой и крупной фракций, соответственно с размером зерен 0,20—0,25 мм (обр. 200-м) и с размером, превышающим 0,5 мм (обр. 200-к). Четкий идиоморфизм позволил избежать попадания в мелкую фракцию обломков крупных зерен. Оказалось, что химический состав хромшпинелидов в зернах разной крупности несколько отличный. В крупной фракции по сравнению с мелкой несколько выше содержание Cr_2O_3 и заметно ниже содержание FeO . Соответственно меньше и показатель железистости условных хромсодержащих молекул. Таким образом, в составе зерен разной крупности в разнородной руде проявляются те же различия, что и между рудами равномерно-вкрапленными крупно- и мелкозернистыми.

Сравнивая химический состав аксессуарных хромшпинелидов из дунита юга Ключевского массива с составом рудообразующих хромшпинелидов, можно видеть, что при очень близкой хромистости (φ) и вес. % Cr_2O_3 аксессуарный хромшпинелид отличается самой высокой общей железистостью и железистостью хромсодержащих молекул (f_{Cr}) и самым низким показателем окисления железа (f_1).

Так, общая железистость рудообразующих хромшпинелидов составляет 42,6 (среднее по 4 анализам), а аксессуарного из дунита — 56,25.

Содержание молекул магнетиального хромита в рудообразующих хромшпинелидах — 39,85%, а в аксессуарном — 27,29%. В то же время в хромшпинелидах руд на долю молекулы железистого хромита приходится 36,98% мол., а аксессуарного — 51,04%. Таким образом, железистость хромсодержащих молекул рудообразующих хромшпинелидов — 47,98, аксессуарных — 65, 85.

Соответственно содержание магнетитовой молекулы в сумме железистых молекул в рудообразующих хромшпинелидах — 13,84, а в аксессуарных — 9,25%.

Мы воспользовались цифрами усредненных значений для рудообразующих хромшпинелидов, чтобы показать общие тенденции их отличий от химизма аксессуарных дунитов.

Если принять во внимание показанные выше вариации в составе самих рудообразующих хромшпинелидах, то нетрудно заметить, что отличия по составу аксессуарного хромшпинелида дунитов от хромшпинелидов бедных руд примерно такие же, как у руд густовкрапленных и бедновкрапленных. Хромшпинелиды руд и околорудных дунитов принадлежат к единому комплексу, члены которого связаны закономерным изменением состава, выражающимся в нарастании общей железистости и железистости хромсодержащих молекул и убывании магнетиальности и степени окисления железа по мере уменьшения количества хромспи-

нелидов в силикатной составляющей. Хромшпинелиды богатых руд и аксессуариды дунитов представляют в этом комплексе крайние члены.

Количество данных о составах аксессуарных хромшпинелидов Ключевского массива очень ограничено. А. Н. Ласьков в работе 1935 г. приводит результаты анализов рудных фракций из двух проб дунитов и четырех образцов хромшпинелидов из руд Ревдинского и Николаевского месторождений. Хотя в ходе анализов не производилось раздельного определения окисного и закисного железа, а для руд не даны характеристики текстур, на основании приведенных данных можно оценить основные различия в химизме аксессуарных и хромшпинелидов руд, выявляющиеся не только в Ключевском массиве, но и в других массивах, охарактеризованных в настоящей работе.

В рудообразующих хромшпинелидах по сравнению с аксессуарными содержание Cr_2O_3 на 1,5 вес. % выше. При этом содержание MgO на 0,4 вес. % выше, а FeO на 1,5 вес. % ниже. Различия эти невелики, но тем не менее существенны. Они, по-видимому, отражают невысокую степень развития процесса обособления рудной и силикатной составляющих в расплаве к моменту его кристаллизации.

Преобладание бедновкрапленных руд над массивными и густовкрапленными в месторождениях юга Ключевского массива существенно сказывается на их промышленном освоении.

По предварительной промышленно-экономической оценке Ключевских месторождений, проведенной Уральским Геологическим управлением (Лаптев, Юрганова, 1968), их экономические перспективы рисуются весьма неблагоприятными. Расчеты по добыче, обогащению и окомкованию вкрапленных хромитовых руд — основного типа руд Ключевских месторождений — показали нерентабельность и даже убыточность обработки разведанных месторождений.

Стоимость производства тонны окатышей, содержащих 53,9% из руды с содержанием 11,45% окиси хрома в руднике, перерабатывающем 750 тыс. т сырьевой руды в год и производящем 120 тыс. т окатышей, составляет 59 руб. 45 коп., тогда как оптовая цена тонны руды с таким же содержанием Cr_2O_3 ниже 20 руб. за тонну.

Поэтому, хотя запасы бедных хромитовых руд в Ключевском массиве значительны, месторождения в настоящее время признаны непромышленными. В связи с этим рекомендовано прекращение дальнейших геологических исследований в южной части массива с целью увеличения запасов бедных вкрапленных руд.

Всеми исследователями, проводившими в разное время геологические работы на площади Ключевского массива, он считается дифференцированным интрузивным телом дунит-гарцбургитового состава.

Еще Вендландом предполагалось, что ультраосновной расплав внедрился в две стадии. На второй стадии, при инъекции магматических остатков в значительно раскристаллизованные породы первой стадии внедрения, формировались месторождения «большой хромитовой дуги» и часть месторождений северо-западной зоны.

А. С. Шарыпов (1966) возвращается к представлениям о многофазности процесса образования массива и выделяет несколько разделенных во времени последовательных интрузий. Среди дунитов выделяется несколько генераций. К первой относятся хромитовые дуниты и бедновкрапленные хромитовые руды района Первомайского месторождения, образующие полосчатый комплекс с плоской горизонтальной ориентировкой полосчатости, либо полосчатый комплекс, смятый в серию складок с амплитудами 70—100 м. Ко второй генерации относятся дуниты, образующие обособленное столбообразное тело — «козловскую интрузию», площадь которой на поверхности составляет $1 \times 1,5$ км и содержит Козловские месторождения.

Контакт этой интрузии проводится по границе полей с различной плотностью пород, «интрузивным брекчиям», встреченным в эндоконтактовой зоне, по изменению степени серпентинизации пород и распространению полей, обогащенных графитом.

Полосчатость в дунитах падает под углом 45—75° к центру интрузии и находится в угловом и азимутальном несогласии с полосчатостью дунитов первой генерации.

Б. А. Телегин считает, что проведение границы Козловской интрузии не обосновано достаточными петрохимическими и структурными данными, не усматривая разницы в составе рудовмещающих ультрабазитов и структурно-тектоническом контроле оруденения в интрузиях первого и второго порядка, хотя и не отрицает возможности повторных внедрений и даже приводит доводы в пользу их существования.

С точки зрения генетической интересными представляются установленная в Ключевском массиве дифференциация пород и приуроченность оруденения разного типа к полям развития пород разного петрографического состава.

Массив Южный Крака

Ультраосновные массивы гор Крака, размещенные на западном склоне Южного Урала, давно привлекают внимание и повышенный интерес исследователей, занимающихся изучением ультрабазитов и связанных с ними хромитовых месторождений.

Повышенный интерес к их изучению объясняется рядом причин, из которых в первую очередь можно назвать следующие. Массивы имеют большие размеры, общая площадь, занимаемая четырьмя массивами, составляет около 1000 км².

Породы, слагающие массивы, отличаются относительно невысокой степенью серпентинизации. Морфология массивов и размещение в них ультраосновных пород имеют ряд специфических черт. Массивы Крака, и в особенности Южный Крака, отличаются значительной дифференцированностью — в них развиты пироксениты, плагиоклазовые лерцолиты, лерцолиты, переходные разности от лерцолитов к гарцбургитам, гарцбургиты, дунит-гарцбургитовый полосчатый комплекс, дуниты и различные по текстурам хромиты.

Весьма привлекательной особенностью района размещения этих массивов является то, что в нем отсутствуют более молодые интрузивные образования основного и кислого составов, что позволяет проводить исследования процессов формирования ультрабазитов и хромитового оруденения в «чистом виде», без наложения чужеродной минерализации. Примечательно также, что в районе массива Южный Крака в ряде мест можно наблюдать непосредственные контакты ультрабазитов с вмещающими породами и проявленную там контактовую минерализацию. Это дает возможность решить вопрос об интрузивной природе образования массивов ультрабазитов. В хромитоносном отношении наиболее интересным и относительно более изученным является массив Южный Крака. Здесь известно более 60 рудопроявлений и месторождений, на которых в первой половине текущего столетия производилась добыча руд.

Хромитовая группа ИГЕМ неоднократно посещала массив Южный Крака. Так в 1935—1938 гг. было произведено его петрографическое расчленение и составлена карта в масштабе 1 : 100 000. В этот период было обследовано более 50 хромитовых рудопроявлений и месторождений, среди них Большой и Малый Башарт, месторождение им. Менжинского, им. Муромцева и другие. Результаты этих исследований опубликованы в работах Г. А. Соколова (1937, 1948) и Н. В. Павлова (1949). В 1963 и 1968 гг. хромитовая группа ИГЕМ вновь возвращалась к исследованию массива Южный Крака и провела изучение контактовой минерализации, эпигенетических отношений хромитовых руд с вмещающими породами, особенностей состава оливинов и хромшпинелидов в породах и рудах разного состава.

Ниже приводится краткая характеристика геологического положения, формы, особенностей петрографического состава, внутреннего строения и хромитоносности массива Южный Крака как по литературным данным, так и по материалам, полученным авторами в различное время.

Массивы Крака — Северный, Средний, Узянский и Южный по классификации И. А. Малахова (1966) находятся в Зилаирском внутреннем поясе ультрабазитов Урала. Эти массивы располагаются в ядре северной части Зилаирского мегасинклинория, стратиграфический разрез которого по данным А. В. Клочихина и А. В. Бурченко (Башкирское территориальное геологическое

управление, 1966 г.) представляется в следующем виде. В основании разреза находятся конгломераты, песчаники и сланцы среднего и верхнего ордовика мощностью несколько десятков метров. На них залегают конгломераты, песчанистые доломиты и доломиты ландовери мощностью 15—20 м. Выше согласно лежат глинистые сланцы с прослоями песчаников и линзами известняков и доломитов, относящиеся к венлокскому ярусу, мощность их 240—260 м. Разрез силурийских отложений завершается кварцевыми песчаниками, доломитами, известняками и глинистыми сланцами лудловского яруса мощностью 180—200 м. На осадках лудловского яруса залегают известняки нижнего девона, известные лишь в области северного замыкания Зилаирского мегасинклинория в районе г. Белорецка.

Средний девон в северной части мегасинклинория с резким угловым несогласием залегают на более древних отложениях. В основании этого отдела лежит пачка песчаников алевролитов и глинистых сланцев мощностью 20—25 м, относящихся к горизонту нижнеэфельского подъяруса. Остальная часть эфельского яруса и живетский ярус представлены черными и серыми известняками, с прослоями кварцевых песчаников. Общая мощность среднего девона 400—450 м. Верхняя часть разреза западного крыла Зилаирского мегасинклинория сложена полимиктовыми песчаниками, алевритами и глинистыми сланцами зилаирской свиты мощностью 400—500 м (верхний девон—нижний карбон). В разрезе восточного крыла мегасинклинория полностью отсутствуют ордовикские, ниже- и среднедевонские отложения, а также карбонатные толщи силура. В основании палеозойских отложений здесь залегают толща кремнистых и глинистых сланцев, которая по аналогии с более южными частями восточного крыла мегасинклинория относится к силуру. На них залегают породы зилаирской свиты. Ядро северной части Зилаирского мегасинклинория выполняют отложения так называемой кракинской свиты, которая представлена глинистыми сланцами с прослоями песчаников и алевритов, глинисто-кремнистыми сланцами, опоквидными породами и вулканогенными образованиями основного состава — диабазами и микродиабазы, спилитами, порфиритами, их туфами и туффитами. Эта свита относится к турнейскому ярусу нижнего карбона. Мощность ее 500—600 м.

Вмещающими породами рассматриваемых массивов Крака являются отложения зилаирской и кракинской свит. Породы этих свит образуют непосредственные контакты с массивами Крака и подверглись контактовым изменениям.

За последние годы некоторые исследователи обосновывают иные представления о геологическом положении массивов Крака.

Так, Т. Т. Казанцева и М. А. Камалетдинов (1969, 1970, 1971) приходят к выводу об аллохтонном положении массивов, которые по их данным формировались на восточном склоне Урала

или в его осевой части и были перемещены в виде чешуй или тектонического покрова по меньшей мере на 20—30 км к западу. Акад. А. В. Пейве, посетивший Крака в 1970 г., также предполагает, что массивы Крака тектонически перемещены к западу от места первоначального их залегания (устное сообщение). Однако, как нам представляется, еще нет достаточно твердых данных, чтобы принять эти представления. Малая измененность и свежесть ультраосновных пород Крака, наличие активных контактов с вмещающими породами, закономерное размещение пород внутри массивов находятся в противоречии с такими представлениями.

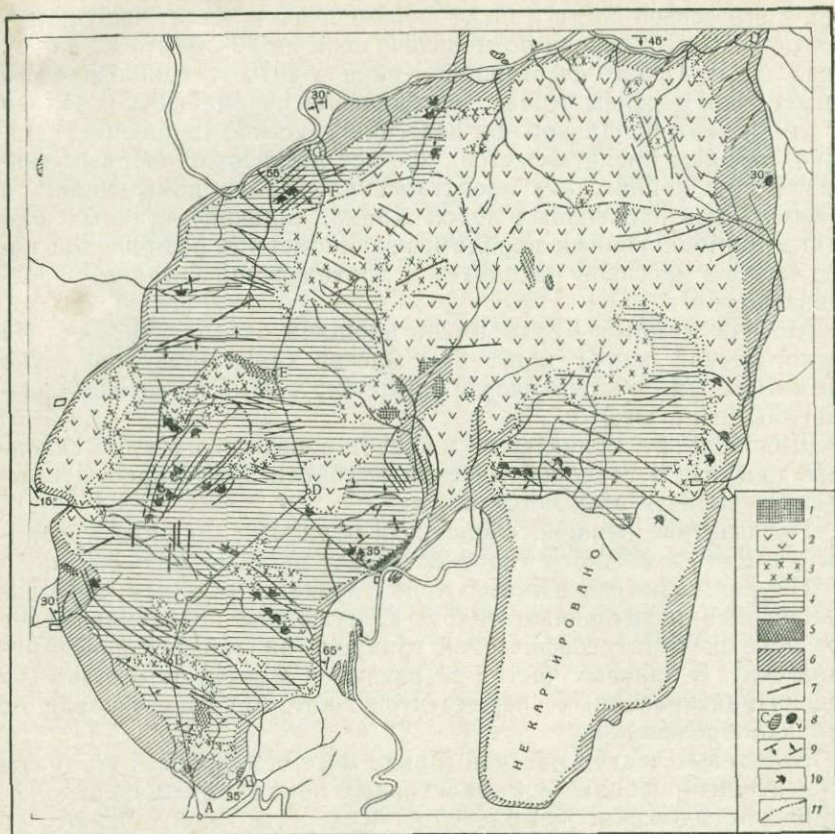
Массив Южный Крака имеет площадь около 470 км². На геологической карте (фиг. 24) массив характеризуется грубо изометричными в плане очертаниями, округлыми на севере и раздвоенными на юге.

Для рельефа характерно множество невысоких крутосклонных хребтов. В середине массива водораздельные хребты смыкаются, образуя холмистое плато.

Превышение вершин, сложенных перидотитами, над уровнями рек Ката и Южного Узьяна достигает местами 200—300 м.

По форме массив Южный Крака является мощным лакколитообразным интрузивным телом, залегающим более или менее согласно со стратиграфической границей зилаирской и кракинской свит. В краевых частях встречаются маломощные апофизы серпентинизированных перидотитов, которые участвовали в складкообразовании.

В краевых частях массива в ряде мест обнажаются контакты серпентинизированных ультраосновных пород с вмещающим эффузивно-осадочным комплексом. Контакты принадлежат то кровле, то подошве массива. Породы кровли интрузива представлены так называемыми «останцами». Это относительно небольшие скалы, островки спилитов, туффитов и глинистых сланцев на вершинах гор, сложенных серпентинизированными перидотитами. С удалением от боковых пород к центру массива останцы кровли обычно исчезают. Несмотря на увеличение абсолютной высоты рельефа, вершины возвышенностей слагаются только ультрабазитами. Это показывает, что кровля массива повышалась в направлении от его краев к середине. Такие останцы известны, например, на водоразделе ручьев Малого Башарта и Бала-Елги, Саргаи и Анкыза, а также в районе д. Узьяново. В других местах, где краевая часть массива подверглась более широкому размыву, обнажаются контакты вмещающих пород с постелью массива. Так, на северном склоне ручья Апшак южнее д. Магадеево наблюдается пологое налегание апоперидотитовых серпентинитов краевой части массива на граувакковую толщу верхнего девона с углом погружения последней к востоку около 15°. В связи с пологостью размываемого контакта граувакковые песчаники образуют вдоль долины ручья глубокий «залив» к во-



Фиг. 24. Структурно-петрографическая схематическая карта массива Южный Крак (составили Г. А. Соколов и Н. В. Павлов при участии В. П. Логинова)

- | | | |
|--|--|---|
| 1 — пироксениты и оливковые пироксениты; | 7 — жилные габбро-диабазы и пироксениты; | 10 — рудная точка, простиранье и падение рудного тела; |
| 2 — лерцолиты; | 8 — останцы кровли: кремнистые и туфогенные сланцы, мраморы; | 11 — границы участков с ориентировкой полосчатости, отличной от общей ориентировки полосчатости в массиве |
| 3 — переходные лерцолито-гарцбургиты; | 9 — простиранье и падение первичной полосчатости; | |
| 4 — полосчатый гарцбургитовый комплекс | | |
| 5 — дуниты; | | |
| 6 — краевые серпентиниты; | | |

стоку, в сторону массива. На северном склоне долины ручья Кайной в районе д. Яумбаево хорошо обнажен контакт ультрабазитов лежащего бока массива с граувакковыми песчаниками. Здесь наблюдается ореол экзоконтактового изменения песчаников. В обрыве берега ручья пласты граувакковых песчаников наклонены к северо-востоку под углом 25—30°, подстилая аподититовые серпентиниты. Контактная граница обнажается на протяжении 100 м. В одном километре севернее поселка Госу-

дарственного Башкирского заповедника, на правом берегу реки Южный Узян также обнажается контакт лежащего бока серпентинитов с песчаниками. Во всех перечисленных пунктах можно наблюдать контактовую минерализацию вмещающих пород.

Приведем описания двух случаев непосредственных контактов всячего и лежащего боков массива ультрабазитов с вмещающими породами.

Район д. Узяново. Контакт ультрабазитов с породами кровли. Здесь породами кровли являются микродиабазы и диабазы Крайней свиты (C_{1t_1}). В непосредственном контакте с серпентинитами диабазы превращены обычно в хлорит-пренитовые с включением в прените биотита, актинолита и рутила. При этом в зернистых разностях диабазов приконтактовому изменению подвергались избирательно лишь зерна плагиоклаза, по которым развивался либо гроссуляр, либо пренит. Темноцветный минерал — пироксен оставался при этом неизменным.

Мощность зоны пренитизации обычно не превышает 0,5 м. Дальше от контакта на небольшом расстоянии проявляется замещение плагиоклаза альбитом, а пироксена актинолитом и хлоритом. В самих серпентинитах из зоны контакта каких-либо изменений серпентина не наблюдается.

Контактовая минерализация в зоне лежащего бока массива в районе ручья Кайной, у д. Яумбаево. Здесь виден контакт серпентинитов с граувакковыми песчаниками ($D_3^1-D_3^2$). Экзоконтактовый ореол хорошо различается макроскопически. Он имеет мощность 1,2—1,3 м, отличается большей плотностью пород в сравнении с граувакковыми песчаниками и более темной окраской. Серпентиниты подстилаются сначала тонкой (10—12 см) зоной гроссуляр-диопсидовой породы зеленовато-серой окраски. Под микроскопом кроме гроссуляра и диопсида устанавливаются хлорит, сфен и иногда везувиан. Ниже этой зоны располагается темно-серая среднезернистая порода, сложенная преимущественно пренитом. Микроскопически в этой породе устанавливается также актинолит, биотит и сфен. Мощность зоны 15—20 см. С удалением от контакта зона пренитовой породы постепенно сменяется зоной темного плотного песчаника с характерной порфириобластовой текстурой. Мощность ее 0,8—1,0 м. Порфириобласты, сложенные кварцем, альбитом, биотитом, тремолитом и хлоритом, имеют размер до 1 см. Далее идут неизменные граувакковые песчаники, состоящие из слабоокатанных зернышек кварца, кислого плагиоклаза, ортоклаза, эпидота, обломков кремнистых и глинистых сланцев, кварцитов и основных вулканических пород. Более детальное описание контактовой минерализации в районе массива Южный Крак сделано В. П. Логиновым (1966, 1970). Приведенные нами примеры контактовой минерализации дают основания предполагать интрузивную природу образования ультрабазитов.

Обратимся теперь к особенностям строения массива. Массив имеет зонально дифференцированное строение. Самая нижняя из условно выделяемых зон с видимой мощностью более 100 м складывается из дунит-гарцбургитовым полосчатым комплексом. Выше залегает зона пород гарцбургитового состава массивного сложения. Мощность этой зоны 50—80 м. Еще выше располагается непостоянная по мощности (от 10 до 40 м) переходная зона, представленная лерцолито-гарцбургитами. Ее особенностью является то, что моноклинный пироксен содержится в относительно небольших количествах (до 3—8%) и распределен крайне неравномерно.

В верхних сохранившихся от размыва частях массива залегает зона лерцолитов, которая иногда имеет мощность более 100 м. Среди лерцолитов в ряде мест обособляются участки оливиновых пироксенитов и плагиоклазовых лерцолитов. Во всех перечисленных зонах встречаются различной формы и размеров тела дунитов. Замечено, что количество дунитовых обособлений увеличивается с переходом от верхних зон к нижним, хотя всюду резко преобладают перидотиты. Во всех породах наблюдается протополосчатость. Простираение полосчатости в центральных участках массива субширотное, несколько неодинаковое в разных участках, с крутыми наклонами ее то к северу, то к югу. При такой ориентировке полосчатость представляется несогласной с пологолежащими условными границами зон пород различного состава (см. фиг. 24).

С приближением к боковым контактам массива полосчатость в некоторых случаях приобретает более или менее согласное с ними залегание, хотя во многих местах она ориентируется под различными углами к контурам массива.

Краевые части массива Южный Крака преимущественно состоят из серпентинизированных гарцбургитов, содержащих незначительную примесь моноклинного пироксена. Здесь, начиная от контактов с боковыми породами, интенсивно проявлена серпентинизация, благодаря чему породы массива окаймляются периферическим поясом серпентинитов. Ширина в плане его колеблется от 100 до 1000 м. В направлении к центру, в глубь массива серпентиниты постепенно, но на сравнительно небольшом интервале (20—50 м) сменяются значительно менее серпентинизированными перидотитами.

Из приведенной краткой характеристики петрографического состава и размещения пород внутри интрузива намечается его своеобразное зонально-дифференцированное строение. Оно наиболее четко устанавливается в участках с наибольшей амплитудой размыва верхней части массива.

В табл. 16 приведены химические анализы различных пород массива Южного Крака. Не рассматривая детально особенностей состава, приведенных в таблице всех разновидностей пород массива, отметим лишь, что дуниты содержат меньше количества

Таблица 16

Химический состав ультраосновных пород массива Южный Крака

Окислы	Серпентинизированный дунит		Серпентинизированный гарцбургит		Лерцолит переходной зоны		Лерцолит массивный	
	вес. %	вес. % после искл. H ₂ O, прив. к 100%	вес. %	вес. % после искл. H ₂ O	вес. %	вес. % после искл. H ₂ O	вес. %	вес. % после исключения H ₂ O
SiO ₂	35,50	40,83	40,38	44,80	41,92	44,31	43,11	44,47
TiO ₂	Следы	—	Следы	—	0,07	0,08	0,04	—
Al ₂ O ₃	0,77	0,89	0,95	1,01	1,30	1,38	2,92	3,01
Cr ₂ O ₃	0,30	0,35	0,32	0,35	0,53	0,56	0,20	0,21
Fe ₂ O ₃	4,21	4,84	4,14	4,58	4,55	4,81	1,30	1,34
FeO	2,48	2,85	3,17	3,50	4,14	4,38	6,61	6,81
MnO	0,06	0,07	—	—	0,17	0,13	0,08	0,08
MgO	42,66	49,06	40,36	44,80	39,57	41,83	39,60	40,85
NiO	0,28	0,32	—	—	0,29	0,31	0,25	0,26
CoO	0,015	0,02	—	—	—	—	0,01	0,01
CaO	0,38	0,44	0,50	0,55	1,91	2,02	2,27	2,34
Na ₂ O	0,23	0,27	0,30	0,32	0,09	0,10	0,42	0,43
K ₂ O	0,05	0,06	0,08	0,09	0,11	0,12	0,18	0,19
H ₂ O ⁻	0,66	—	0,91	—	0,37	—	0,20	—
H ₂ O ⁺	12,70	—	9,06	—	5,75	—	3,07	—
Сумма	100,29	100,00	100,21	100,00	100,77	100,00	100,26	100,00

Химические анализы выполнены в Центральной химической лаборатории ИГЕМ АН СССР ст. научным сотрудником П. А. Волковым.

Al₂O₃ (0,89), CaO (0,44), Na₂O (0,27) и K₂O (0,06) в сравнении с лерцолитами, которые заметно богаче этими окислами (Al₂O₃—3,01, CaO—2,34, Na₂O—0,43, K₂O—0,19).

Если учесть своеобразное зональное строение интрузива, то можно установить, что в породах верхнего горизонта накапливаются щелочи, окись кальция и окись алюминия и с переходом в подлежащие зоны эти компоненты в породах убывают за счет повышения содержания окиси магния.

Наиболее ярким индикатором различия состава пород служат акцессорные хромшпинелиды.

В табл. 17 и 18 приведены химические анализы акцессорных и рудообразующих хромшпинелидов Южного Крака. Анализы 1—4 характеризуют составы акцессорных хромшпинелидов из лерцолитов (анализ 1), гарцбургитов (анализ 2) и дунитов (анализы 3 и 4). Из рассмотрения данных анализов видно, что

Таблица 17

Химические анализы хромшпинелидов из пород и руд массива Южный Крака

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	0,00	0,64	3,42	Следы	1,21	3,36	2,16	2,60	2,39	2,26	2,56	3,27	2,20	2,64
TiO ₂	0,01	0,00	0,20	0,20	0,23	0,22	0,29	0,24	0,22	0,22	0,13	0,15	0,12	0,26
Al ₂ O ₃	49,66	34,10	11,37	13,82	8,46	13,14	14,65	12,60	15,06	13,68	8,10	10,32	10,34	16,60
Cr ₂ O ₃	18,30	32,86	54,08	54,32	58,37	51,70	52,57	55,34	50,99	53,27	56,64	54,66	54,48	50,40
Fe ₂ O ₃	3,91	1,99	1,14	2,00	2,12	0,70	1,32	1,22	1,25	1,29	2,72	2,76	3,08	3,20
FeO	8,35	13,94	15,70	18,92	16,21	17,61	13,68	13,06	12,90	14,56	17,54	13,20	16,52	12,80
MnO	—	—	0,34	0,05	0,15	0,23	0,36	0,30	0,19	0,30	0,46	0,41	0,40	0,20
MgO	20,16	16,33	12,71	11,01	12,05	12,80	13,75	13,75	15,32	13,79	10,58	13,89	11,26	13,42
NiO	—	—	0,01	—	0,05	0,07	0,08	0,10	0,12	0,06	0,07	0,10	0,07	—
CaO	—	—	0,08	—	0,00	0,18	0,10	0,12	0,00	0,04	0,08	0,10	0,32	0,10
H ₂ O ⁻	—	—	0,04	—	—	0,20	0,08	0,04	0,20	0,23	0,02	0,60	0,02	0,04
H ₂ O ⁺	—	—	0,41	0,00	1,02	0,82	0,60	0,41	0,80	0,67	0,71	0,75	0,39	0,42
CO ₂	—	—	—	0,00	0,04	—	—	—	—	—	—	—	—	—
S	—	—	0,09	—	—	0,19	0,09	0,12	—	0,00	0,02	0,20	0,015	0,14
V ₂ O ₅	—	—	0,07	—	0,05	0,10	0,11	0,13	0,08	0,008	0,08	0,10	0,12	0,10
P ₂ O ₅	—	—	0,00	—	—	0,00	0,00	0,12	—	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	100,39	99,86	99,66	100,32	99,96	100,32	99,84	100,15	99,52	100,45	99,71	100,51	99,47	100,32

1 — обр. 215, лерцолит, гора Башарт; 2 — обр. 19, гарцбургит, рудник Большой Башарт; 3 — обр. 27, дунит, рудник Большой Башарт; 4 — обр. 90-35 дунит, месторождение Муромцева; 5 — обр. 107, бедновкрапленная руда, месторождение Большой Башарт; 6 — обр. 44, руда модулярного сложения, там же; 7 — обр. 51, массивная руда, там же; 8 — обр. 52, массивная руда, там же; 9 — обр. 70, шлировое обособление вкрапленной руды в дуните; 10 — обр. 93, густовкрапленная руда, месторождение Муромцева; 11 — обр. 105, массивная руда, там же; 12 — обр. 17, вкрапленная руда, месторождение им. Менжинского; 13 — обр. 254, массивная руда, месторождение Большой Апшак; 14 — обр. 128, массивная руда, ключ Алимухамедова.

Таблица 18

Химический состав хромшпинелидов массива Южный Крака

Окислы	215	19	27	90-35	107	44	51	52	70	93	105	17	254	128
--------	-----	----	----	-------	-----	----	----	----	----	----	-----	----	-----	-----

Состав, приведенный к 100 вес.% после исключения минеральных примесей

Al ₂ O ₃	49,59	34,70	12,46	13,99	8,84	14,10	15,61	13,36	16,26	14,45	8,68	11,20	11,02	17,59
Cr ₂ O ₃	18,26	33,44	59,23	54,97	60,96	55,46	56,05	58,66	55,01	56,27	60,68	59,34	58,07	53,42
Fe ₂ O ₃	3,19	1,94	0,00	2,02	2,61	1,39	0,21	0,53	1,29	1,48	1,93	2,06	2,45	8,48
FeO	8,83	14,04	17,35	19,13	16,39	19,15	15,79	15,05	13,70	15,37	19,93	15,31	18,55	16,16
MgO	20,13	15,88	10,95	9,89	11,20	9,90	12,34	12,40	13,74	12,43	8,78	12,09	9,91	12,35

Числа катионов в элементарной ячейке на 32 O

Al	12,43	9,51	3,91	4,36	2,83	4,37	4,75	4,11	4,89	4,42	2,76	3,48	3,44	3,28
Cr	3,06	6,15	12,08	11,23	12,64	11,36	11,22	11,91	10,85	11,29	12,86	12,12	12,09	10,56
Fe ³⁺	0,51	0,34	0,01	0,41	0,53	0,27	0,03	0,98	0,26	0,29	0,38	0,40	0,47	0,16
Fe ²⁺	1,43	2,73	3,74	4,15	3,59	4,14	3,33	3,23	2,85	3,26	4,46	3,31	4,08	3,37
Mg	6,43	5,27	4,26	3,85	4,41	3,86	4,67	4,76	5,15	4,74	3,54	4,69	3,92	4,63

Условный молекулярный состав

MgAl ₂ O ₄	77,67	59,43	24,47	27,22	17,70	27,35	29,70	25,77	30,57	27,62	17,28	21,73	21,52	33,00
MgCr ₂ O ₄	2,71	6,41	28,72	20,91	37,45	20,88	28,69	33,95	33,81	31,65	27,00	36,92	27,43	24,85
FeCr ₂ O ₄	16,43	32,03	46,81	49,31	41,56	50,10	41,41	39,67	34,00	38,91	53,35	38,82	48,10	41,15
FeFe ₂ O ₄	3,19	2,13	0,00	2,56	3,29	1,67	0,20	0,61	1,62	1,82	2,37	2,53	2,95	1,00
f	80,38	65,84	63,19	48,13	55,15	48,23	58,59	59,72	64,38	59,27	44,28	58,65	48,95	57,85
φ	19,62	34,16	46,81	51,87	44,85	51,77	41,61	40,28	35,62	40,73	55,72	41,35	51,05	42,15
φ _{Cr}	19,14	38,44	75,53	70,22	79,01	70,98	70,10	73,62	67,81	70,56	60,35	75,74	75,53	66,00
t _{Cr}	85,83	83,33	65,67	70,22	52,60	70,59	59,08	53,29	50,15	55,14	66,39	51,25	63,69	62,35
t _{Cr}	14,17	16,67	44,33	29,78	47,40	29,41	40,92	46,71	49,85	44,86	33,61	48,75	36,31	37,65

Таблица 19

Размер ребра элементарной ячейки хромшпинелидов из пород массива Южный Крака

№ образца	Место взятия образца	Порода	a_0 хромшпинелида, Å	Содержание Cr_2O_3 , вес. %
288/63	Река Саргая	Лерцолит	8,154	18,2
466/63	Водораздел рек Большой и Малый Апшак	Лерцолит	8,152	18,0
459/63	Водораздел рек Большой и Малый Апшак	Лерцолит	8,154	18,2
535/63	Даниловский лог	Гарцбургит	8,214	34,0
459/63	Водораздел рек Большой и Малый Апшак	Гарцбургит	8,245	43,8
506/63	Р. Асю	Гарцбургит	8,255	46,0
450/63	Водораздел рек Большой и Малый Апшак	Гарцбургит	8,257	46,2
260/68	Рудник Большой Башарт	Дунит	8,266	50,0

акцессорные хромшпинелиды лерцолитов отличаются очень низкой хромистостью (Cr_2O_3 — 18,3%) и максимально глиноземисты (Al_2O_3 — 49,7%), тогда как хромшпинелиды дунитов, наоборот, высокохромисты (Cr_2O_3 — 54,0—54,4%) и мало глиноземисты (Al_2O_3 — 11,4—13,8%).

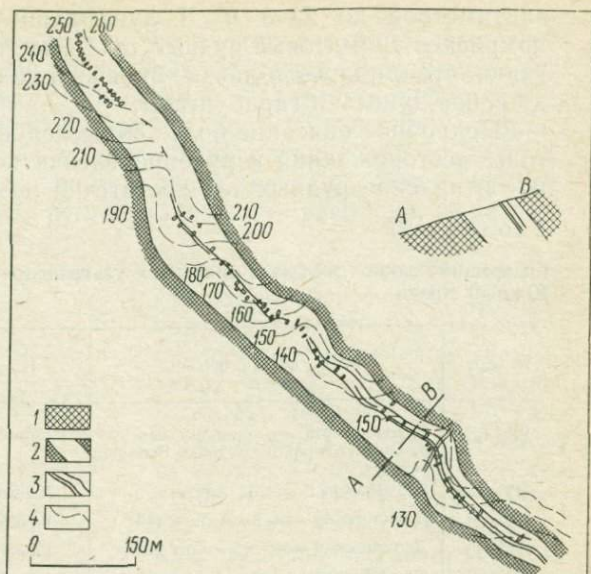
Акцессорные хромшпинелиды гарцбургитов, которые составляют главную массу пород массива, имеют промежуточный состав и отличаются тем, что в них примерно одинаковое содержание Cr_2O_3 (34% вес.) и Al_2O_3 (33% вес.).

Из различных пород массива Южный Крака нами были выделены акцессорные хромшпинелиды для определения параметра ребра элементарной ячейки кристаллической решетки — a_0 . Для акцессорных хромшпинелидов из лерцолитов и плагиоклазсодержащих лерцолитов значение a_0 оказалось равным 8,152—8,154 Å. Для гарцбургитов — 8,214—8,257 Å. Для дунитов — 8,266 Å.

Эти значения a_0 позволяют произвести оценку состава хромшпинелидов по содержанию хрома, пользуясь диаграммой зависимости величины ребра элементарной ячейки от содержания хрома в хромшпинелидах, предложенной нами (Павлов и др. 1968). Пользуясь этой диаграммой и приложенной к ней таблицей, устанавливается, что акцессорные хромшпинелиды из лерцолитов имеют в своем составе 18—20% вес. Cr_2O_3 из гарцбургитов 32—45, из дунитов около 50. Полученные содержания Cr_2O_3 в хромшпинелидах путем определения a_0 вполне сопоставимы с данными химических анализов, приведенных в табл. 17. Ниже, в табл. 19, приводятся значения a_0 для акцессор-

Фиг. 25. План месторождения им. Мейжинского. Хорошо видны три полосы хромитовых дунитов, залегающих в общей широкой полосе безрудных дунитов

- 1 — гарцбургиты;
 2 — дуниты;
 3 — хромитовые руды;
 4 — условные горизонталы



ных хромшпинелидов из различных пород массива Южный Крака.

Из пород различного состава нами были выделены и проанализированы также основные порообразующие силикаты. В табл. 20—22 приведены результаты анализов оливина, энстатита и диопсида, а также содержания в них железистого компонента после пересчетов. Эти данные показали очень близкий состав оливинов по содержанию железа, а следовательно, и фаялитового компонента, значения которого находятся в пределах от 7,8 до 9,8.

Наиболее железистыми являются оливины из лерцолитов ($Fa=9,5-9,8$). Наименее железисты оливины из дунитов ($Fa=7,8$). Оливины гарцбургитов по железистости занимают промежуточное положение ($Fa=8,2-9,2$). Таким образом, железистость оливина повышается с возрастанием кремнекислотности пород.

Содержание железа в энстатите из лерцолитов ($FeO=3,6$), наоборот, ниже, чем в энстатите из гарцбургитов ($FeO=4\%$), т. е. находится в обратной зависимости от кремнекислотности пород. Содержание железа в диопсиде из лерцолита — $2,06\%$.

Известные в массиве многочисленные хромитовые месторождения и рудопроявления размещаются преимущественно в зоне гарцбургит-дунитового состава, хотя их наличие известно и в вышележащих зонах. Рудные обособления имеют форму резкоуплощенных шлиров, линз и жиллообразных полос длиной по простиранию от первых десятков до 1500 м, при мощности от десятков

сантиметров до 2—3 м. В дунит-гарцбургитовом полосчатом комплексе хромитовые рудные тела имеют те же элементы залегания, что и полосы и линзы, вмещающие перемежающиеся между собой дуниты и гарцбургиты.

Подробное описание более 50 исследованных нами в прошлые годы месторождений и рудопроявлений показало, что простирание и падение рудных тел достаточно разнообразно, хотя могут

Таблица 20

Содержание закиси железа в силикатах ультраосновных пород массива Южный Крака

№ обр.	Место взятия образца	Порода	FeO	
			диопсид	энстатит
288-63	Склон хребта по правому берегу р. Башарт в районе рудника Большой Башарт	Лерцолит	2,06	3,60
466-63	Верховья р. Большой Апшак	Лерцолит	—	3,58
535-63	Даниловский лог, 5 км от устья	Гарцбургит	—	3,49
544-63	Даниловский лог, 3,5 км от устья	Гарцбургит	—	4,12
484-63	Правый склон долины р. Асю, 3,5 км от устья	Гарцбургит	—	3,90
506-63	Левый склон хребта по левому берегу р. Большой Апшак, в 4 км от устья	Гарцбургит	—	4,35
430-63	Левый берег р. Малый Апшак, в 3,3 км от устья	Дунит	—	—

быть выделены два преимущественных направления простирания, а именно — северо-западное и северо-восточное. Что касается углов падения рудных тел, то они имеют широкие пределы колебаний от 15—20° до 80°, но главная масса их наклонена под углом 35—50°.

На фиг. 25—27 приводятся примеры условий нахождения рудных обособлений на месторождениях им. Менжинского и Большой Башарт.

В карьере рудника Большой Башарт, в месте пологого антиклинального перегиба пород дунит-гарцбургитового комплекса и заключенного в них тела полосчатых вкрапленных хромитовых руд, обособляются так называемые артеритовые руды (фиг. 28; табл. XVI, 1—3). Эти преимущественно сплошные хромитовые руды являлись предметом основной добычи. Они весьма интересны и в генетическом отношении. Обособления таких руд представляют сеть ветвящихся и сливающихся хромитовых жил и прожилков мощностью от нескольких сантиметров до 0,5—0,7 м. Такие обособления хромитов пересекают как дунитовые, так и перидотитовые слои рудоносного комплекса. Они не только находятся в непосредственной близости к слою вкрапленных «рябчиковых» хромитовых руд, но и тесно связаны с ними генетически.

К моменту становления и кристаллизации вкрапленных хромитовых руд рудоносный полосчатый комплекс, по всей видимости, был уже в почти твердом состоянии и подвергся деформации. В результате этого в месте перегиба «слоев» рудоносного комплекса возникла зона дробления и брекчирования. В возникшие разрывы были отжаты порции рудного расплава, отделившегося от кристаллизующегося рудно-силикатного расплава, формировавшего вкрапленные руды.

Интересно указать на то, что около обособлений артеритовых руд всегда наблюдается околорудное изменение вмещающих пород. Там, где они пересекают перидотиты, образуется оторочка дунитов мощностью от 2—3 до 10—15 см (табл. XVI, 4). Там, где такие руды секут дуниты, они перекристаллизованы до крупно- и грубозернистых разновидностей. Следовательно, воздействие рудного расплава выразилось в виде процесса оливинизации и исчезновения ромбического пироксена в гарцбургитах.

Хромитовые руды из месторождений и рудопроявлений массива Южный Крака отличаются большим разнообразием как по густоте вкрапленности, так и по размерам зерен хромшпинелидов. В пределах каждого месторождения встречаются бедновкрапленные и густовкрапленные, преимущественно среднезернистые, с величиной зерен от 1— до 2—3 мм. Массивные, почти сплошные руды имеют размер зерен 3—5 мм.

По текстурам руды различаются вкрапленно-полосчатые, шпирово-полосчатые, пятнистые, шпирово-атакситовые, массивные и нодулярные.

Химический состав рудообразующих хромшпинелидов из различных текстур руд массива приведен в табл. 17.

Из данных, приведенных в табл. 17, видно, что рудообразующие хромшпинелиды отличаются сравнительно высоким содержанием Cr_2O_3 (50,4—58,4% вес.) и относительно небольшим содержанием глинозема (8,1—16,6) при умеренной железистости — Cr_2O_3 : «FeO»-2,8—3,8.

Вопросы генезиса ультрабазитов и хромитовых руд массива Крака подробно рассмотрены в работах Г. А. Соколова (1938, 1948). Наши более поздние исследования подтверждают и дополняют новым фактическим материалом эти представления. Однако следует отметить, что обособление хромитовых концен-

FeO	Fe ₂ O ₃	«FeO»	Fa
8,17	1,36	9,39	9,50
7,94	1,85	9,61	9,77
7,40	1,93	9,14	9,25
7,29	1,30	8,46	8,54
7,00	1,30	8,17	8,23
6,94	1,29	8,10	8,16
6,65	1,21	7,74	7,78

Таблица 21

Химический состав оливинов из пород массива Южный Крака

Окислы	Лерцолит		Гарцбургит				Дунит
	288-63	466-63	535-63	544-63	484-63	506-63	430-63
SiO ₂	41,86	41,15	41,08	41,22	41,87	41,83	41,70
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ₂ O ₃	1,36	1,85	1,93	1,30	1,30	1,29	1,21
FeO	8,17	7,94	7,40	7,29	7,00	6,94	6,65
MnO	0,13	0,24	0,20	0,18	0,12	0,11	0,12
MgO	48,43	48,50	48,85	49,20	49,90	48,92	49,70
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H ₂ O ⁻	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H ₂ O ⁺	0,20	0,23	0,26	0,23	0,20	0,27	0,27
Сумма	100,15	99,91	99,72	99,42	100,39	99,36	99,65

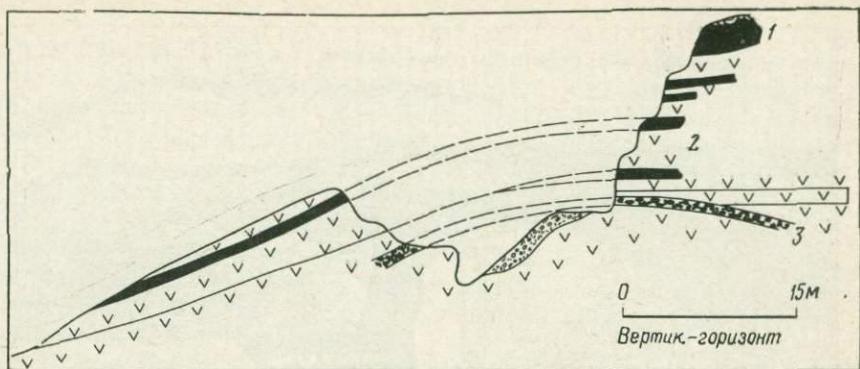
Анализы выполнены Р. Л. Телешовой и Л. С. Абрамовой.

Таблица 22

Химический состав пироксенов из пород массива Южный Крака

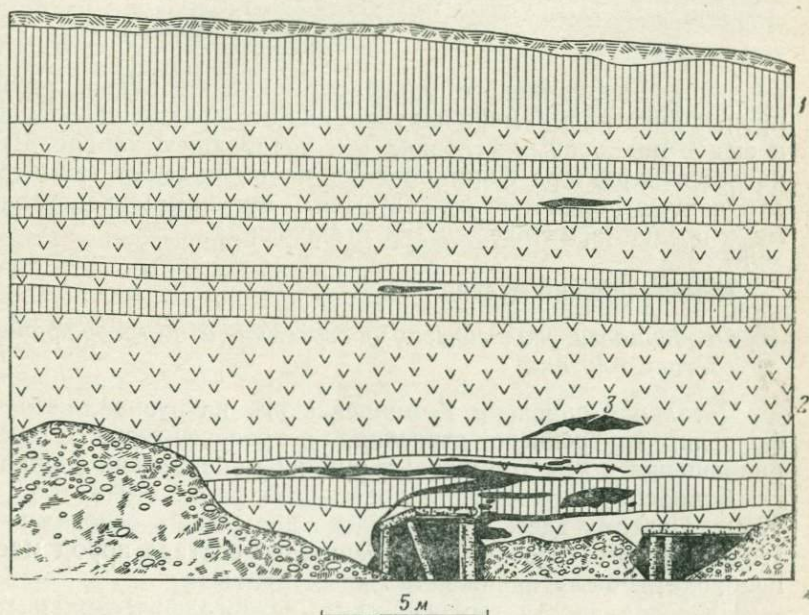
Окислы	Лерцолит		Гарцбургит				Лерцолит
	288-63	466-63	535-63	544-63	484-63	506-63	288 63 (клино- пироксен)
SiO ₂	52,75	53,00	54,54	54,16	52,38	53,67	51,34
TiO ₂	0,05	0,18	0,05	0,05	0,00	0,03	0,37
Al ₂ O ₃	4,40	3,99	2,50	2,01	1,40	1,94	4,50
Fe ₂ O ₃	2,73	3,23	3,07	2,84	3,37	2,17	0,72
FeO	3,65	3,58	3,49	4,12	3,90	4,35	2,06
MnO	0,28	0,16	0,18	0,13	0,23	0,19	0,09
MgO	34,70	34,61	35,15	35,9	37,66	36,47	18,35
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	20,58
Na ₂ O	0,09	0,01	0,01	0,06	0,02	0,05	0,60
K ₂ O	0,02	0,00	0,00	0,04	0,00	0,02	0,02
H ₂ O ⁻	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H ₂ O ⁺	0,62	0,77	0,88	0,84	0,59	0,82	0,68
Сумма	99,29	99,53	99,87	100,15	99,55	99,71	99,33

Анализы выполнены Р. Л. Телешовой, Л. С. Абрамовой и Е. Л. Еородиной.



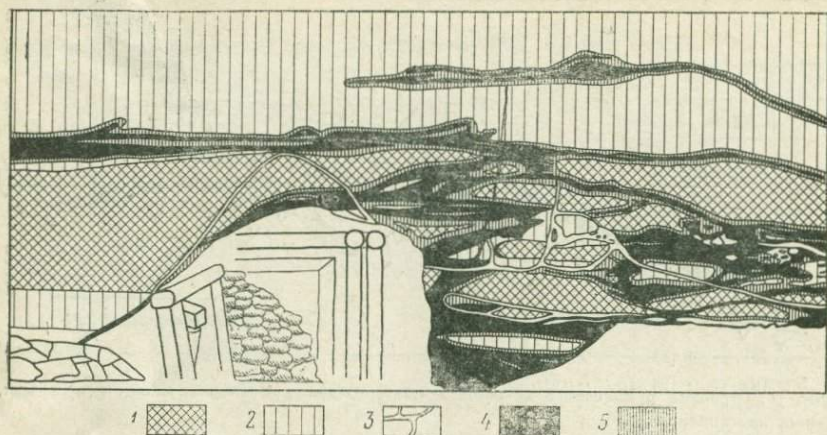
Фиг. 26. Строение рудоносного комплекса месторождения Большой Башарт в разрезе вкрест простирания

1 — гарцбургиты; 2 — дуниты; 3 — хромитовые дуниты (рудная полоса)



Фиг. 27. Строение рудоносного комплекса месторождения Большой Башарт в разрезе по простиранию

1 — перидотиты; 2 — дуниты; 3 — хромитовые руды



Фиг. 28. Зарисовка стенки карьера рудника Большой Башарт. Видна сеть хромитовых жил и прожилков, секущая как дуниты, так и перидотиты

- 1 — перидотит; 2 — дунит; 3 — магнетит-парасерпентиновые жилки; 4 — хромит; 5 — околорудные каймы осветленного серпентина

траций от материнского ультраосновного расплава, вероятно, происходило не в камере плутона, как это предполагалось ранее, а еще в подкоровых условиях и в подводящем канале. Что же касается характера формирования месторождений хромитов, то эти данные полностью согласуются с прежними представлениями о позднемагматическом их становлении.

Кемпирсайский массив

Особенности геологического строения и петрографического состава плутона

Детальное описание Кемпирсайского интрузива — его морфологии, внутреннего строения, петрографического состава, размещения в нем хромитовых руд, их минералогии и ряда других вопросов — приведено в ряде наших работ (1949, 1967, 1968, 1969). Поэтому здесь будут кратко даны лишь основные черты геологического строения и особенностей состава пород массива, необходимые для изложения новых данных.

По совокупности геологических, петрографических и геофизических данных Кемпирсайский плутон представляет собой лаккоморфное интрузивное тело с выпуклой волнистой поверхностью, резко вытянутое в северо-северо-западном направлении (фиг. 29). Южная, большая, часть интрузива является собственно лакколитом, от которого на север отходит мощная апофиза в форме наклоненной к западу залежи. По данным геофизики мощность плутона в его южной части оценивается в 3,5—4,0 км

(Непомнящих, 1950). В северном направлении мощность его уменьшается. В юго-восточной части под интрузивом геофизическими работами выявлен подводящий канал. В северной части также установлены глубинные разломы, выполненные ультрабазитами.

Возраст плутона по геологическим данным и определениям абсолютного возраста калий-аргоновым методом позднекаледонский. К началу верхнего девона в результате орогенного поднятия и эрозии пород кровли плутон был выведен на дневную поверхность. Значительному размыву подверглись его гипсометрически верхние части.

Плутон сложен в основном перидотитами гарцбургитового состава. Все остальные разновидности количественно резко подчинены этим породам. Степень серпентинизации пород различная и варьирует в пределах 10—100%. Среди пород плутона различаются троктолиты, лерцолиты, верлиты, гарцбургиты амфиболовые перидотиты, пироксеновые дуниты, дуниты, сульфидоносные дуниты и оливиниты. Дайковые и жильные тела представлены бронзититами, диопсидитами, вебстеритами, актинолититами, горнблендитами, габбро-диабазами, оливиновыми нолитами и плагиоклазитами.

Минеральный и химический составы пород, слагающих плутон, весьма просты. Подсчеты минералов в шлифах гарцбургитов, всегда в той или иной мере серпентинизированных, показывают (объемн. %): оливин — 15; серпентин по оливину — 65—68; ромбический пироксен — 2,5—3,0; бастит — 7—8; тремолит — 2,5—7,5; тальк — 1,0; хлорит — 0,5; хромшпинелид — 1,5 и пылевидный магнетит — 1—2. Если элиминировать вторичные изменения, то минеральный состав гарцбургитов будет (объемн. %): оливин — 80—83; ромбический пироксен — 15—18; хромшпинелид — 1,5—2.

Химический состав гарцбургитов (в вес. % после исключения H_2O , S, TiO_2 и приведения к 100%) следующий: SiO_2 —43,07—43,62; Al_2O_3 —0,88—1,44; Fe_2O_3 —6,47—7,12; FeO—1,54—2,14; MgO—45,26—46,42; NiO—0,10—0,31; CaO—0,01; Cr_2O_3 —0,30—0,42.

Химический состав дунитов: SiO_2 —40,58—42,12; Al_2O_3 —0,45—0,91; Fe_2O_3 —6,46—8,74; FeO—0,83—0,88; MgO—47,51—49,36; NiO—0,34—0,35; CaO—0,01; Cr_2O_3 —0,31—0,42. Соотношение MgO: FeO (молекулярное) в породах плутона колеблется от 9,0 до 12,0.

Изучение структурных соотношений минералов в шлифах показывает, что в гарцбургитах оливин выделялся в основном ранее ромбического пироксена, а хромшпинелид завершал кристаллизацию. Зерна хромшпинелида всегда ксеноморфны и просвечивают в желто-бурых тонах.

Акцессорные хромшпинелиды в дунитах идиоморфны и кристаллизовались совместно с оливином. Окраска их изменяется от

Фиг. 29. Схема геологического строения Кемпирсайского массива

Вмещающие отложения:

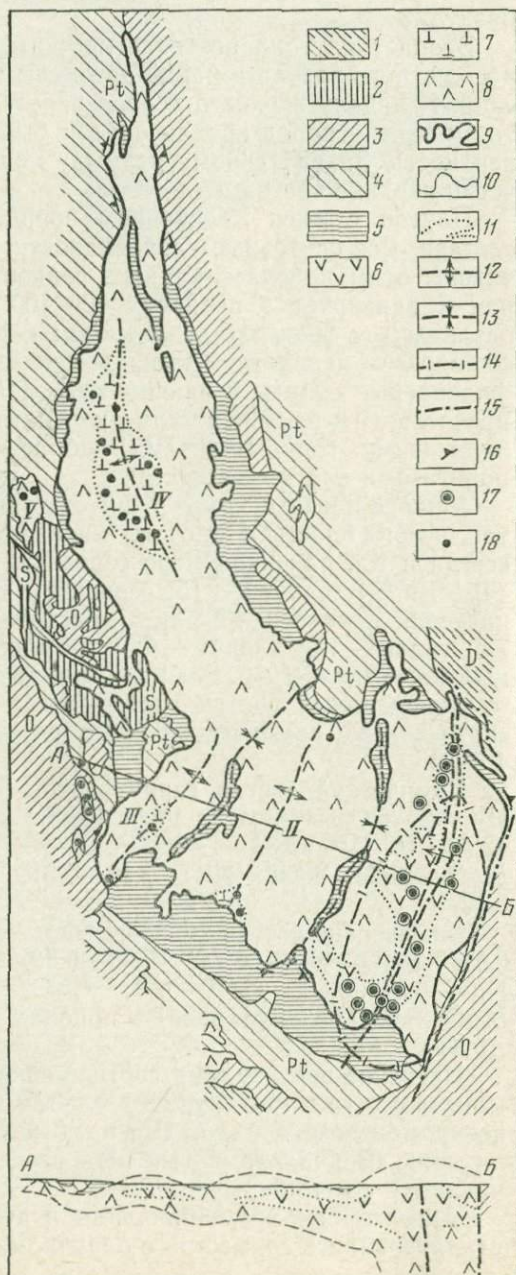
- 1 — девонские,
- 2 — силурийские,
- 3 — ордовикские,
- 4 — протерозойские,
- 5 — габбро-амфиболиты.

Интрузивные породы:

- 6 — серпентинизированные гарцбургиты с максимальным насыщением дунитами;
- 7 — серпентинизированный дунит-гарцбургитовый шширо-во-полосчатый комплекс,
- 8 — серпентинизированные перидотиты (гарцбургиты и др.),
- 9 — контур массива ультраосновных пород,
- 10 — стратиграфические границы;
- 11 — границы комплексов ультраосновных пород;
- 12 — оси сводовых поднятий в массиве;
- 13 — оси межсводовых опусканий;
- 14 — контур проекции подводящего канала;
- 15 — линии крупных тектонических нарушений;
- 16 — направление падения контактов интрузива;
- 17 — месторождения низкохромистых руд;
- 18 — месторождения низкохромистых руд.

Сводовые поднятия в массиве:

- I — Юго-Восточное,
- II — Тагашсайское,
- III — Юго-Западное,
- IV — Батамшинское,
- V — Тайкеткенское



желто-бурой до вишнево-красной. В пироксеновых дунитах присутствуют хромшпинелиды как идиоморфные, так и ксеноморфные по отношению к оливину.

Кемпирсайский плутон активно воздействовал на вмещающие породы. Это выразилось в том, что, кроме ярко проявленной амфиболлизации вмещающих пород, четко устанавливается пренинизация; несколько слабее представлены пироксенизация и образование граната.

Для внутреннего строения плутона характерны наличие сводовых поднятий и межсводовых опусканий, связанных со складчатой структурой его кровли, а также закономерная смена пород в вертикальном и горизонтальном направлениях, выражающаяся в развитии относительно более кислых представителей гипербазитов в периферических частях плутона. В приконтактных частях плутона и на площадях межсводовых опусканий наряду с порфиroidными гарцбургитами размещаются троктолиты, амфиболовые перидотиты и лерцолиты. С глубиной увеличивается количество обособлений дунитов. Максимальное развитие дунитов наблюдается в рудоносных комплексах. Сводовые поднятия в интрузиве имеют неодинаковую величину. В связи с этим эрозионный срез вывел на современную поверхность различные по положению в массиве петрографические зоны. Наиболее глубоко вскрыто юго-восточное поднятие, где эрозия уничтожила гипербазиты на глубину 1000—1200 м (Павлов, Соколов, 1963).

Размещение хромитовых месторождений и рудопроявлений находится в зависимости от особенностей внутреннего строения плутона и петрографического состава слагающих его пород.

Оруденение развито в трех горизонтах, связанных с определенными петрографическими зонами плутона. Первый — верхний горизонт соответствует зоне сопряжения троктолитов и порфиroidных гарцбургитов; второй — размещается в директивных гарцбургитах с незначительными по величине дунитовыми обособлениями; третий — залегает в гарцбургитах с максимальным развитием дунитов.

Все известные рудные поля тяготеют к сводовым поднятиям в массиве, эродированным в разной степени. Масштаб хромитового оруденения возрастает от горизонта к горизонту с глубиной. Рудные обособления верхнего горизонта мелкие, качество руд низкое. В Тагашасайском и Батамшинском поднятиях они несколько крупнее, но руды также низкосортные. Месторождения Главного рудного поля, расположенные в наиболее глубоко эродированном Юго-восточном сводовом поднятии, отличаются наибольшей протяженностью и мощностью рудных тел. Некоторые рудные тела Главного рудного поля уходят на большие глубины от поверхности. Именно здесь геофизическими работами установлен мощный подводящий канал.

Месторождения Главного рудного поля размещаются в двух субмеридиональных рудоносных зонах, смыкающихся на юге и

севере. В породах рудоносного комплекса наиболее широко развиты дуниты и пироксеновые дуниты, перемежающиеся с перидотитами. Рудные тела западной зоны, так же как и перемежающиеся вмещающие их породы, падают на запад, для рудных тел восточной зоны характерны восточные падения.

Рудные скопления образуют группы резко уплощенных и вытянутых линзовидных и шпироподобных тел с весьма четкими, резкими контактами. Промышленные рудные тела сопровождаются мелкими шпировыми обособлениями хромшпинелидов во вмещающих дунитах, повышенной рудной вкрапленностью, либо струйчато-полосчатыми сгущениями, а также маломощными рудными прожилками, секущими перемежающиеся дуниты и перидотиты.

Хромитовые тела слагаются рудами вкрапленными, полосчатыми и пятнистыми, с различной величиной зерен хромшпинелидов от долей до 5—7 мм и с различными соотношениями рудной и силикатной составляющих — от убогой вкрапленности до руд почти массивного сложения. Присутствуют руды нодулярной текстуры. В количественном отношении резко преобладают густо-вкрапленные руды с величиной зерен 2—3 мм.

Наиболее общей чертой строения рудных тел является различие текстур руд и их сочетаний для периферических и внутренних частей этих тел.

Для периферических частей и мест выклинивания рудных тел характерны несколько пониженная плотность вкрапленности хромшпинелидов в сравнении с внутренними зонами, значительно большая изменчивость величины зернистости, более разнообразные сочетания текстур и присутствие скоплений нодулярных руд. Внутренние части рудных тел отличаются высокой плотностью вкрапленности, наличием обособлений массивных руд, большим постоянством зернистости с преобладанием крупно- и даже грубозернистых руд, выдержанностью текстур руд на значительных интервалах как по простиранию, так и по мощности.

Все изложенное показывает, что условия нахождения хромшпинелидов в теле плутона неодинаковы. Хромшпинелиды входят в состав всех разновидностей пород в виде аксессуарной вкрапленности, а также образуют рудные скопления, залегающие в разных петрографических зонах плутона — от приповерхностных до глубинных. В пределах отдельных рудных полей нахождение хромшпинелидов также различно по принадлежности к рудным телам разной величины и расположению в самих рудных телах.

Известно, что хромшпинелиды принадлежат к минералам переменного состава, находящегося в зависимости от условий их кристаллизации. Поэтому изучение особенностей состава и свойств хромшпинелидов и оливинов чрезвычайно важно при решении вопросов формирования массива и условий возникновения в нем хромитовых концентраций.

О составах сосуществующих оливинов и хромшпинелидов из пород и руд

Как известно, составы оливинов ультраосновных пород дунит-гарцбургитовой формации отличаются высокой магнезиальностью. Содержание в них фаялитового компонента находится в пределах 3—11% (Штейнберг, Малахов, 1963; Малахов, 1966; Павлов и др., 1968).

При металлогенических исследованиях ультраосновных плутонитов дунит-гарцбургитовой формации и для рассмотрения вопросов генезиса хромитовых месторождений необходимо более точное знание особенностей состава оливинов, выяснение зависимости их от принадлежности к определенным петрографическим разновидностям ультрабазитов, а также зависимостей между составом оливинов и сосуществующих с ними хромшпинелидов. Оливин, составляющий от 70 до 100% пород дунит-гарцбургитовой формации, в известной мере отражает состав исходного расплава. Знание того, как при кристаллизации распределялись отдельные компоненты, например, закись железа или окись магния, между оливином и хромшпинелидом позволило бы более углубленно раскрыть состояние и ход кристаллизации силикатного магматического расплава.

При проведении такой работы на конкретных хромитоносных интрузивах желательнее базироваться на полных химических анализах оливинов и хромшпинелидов. Оптическими и рентгенометрическими методами состав оливинов определяется с точностью $\pm 3-4\%$ фаялитового компонента (Сальдау, 1959, Дир и др., 1965), поскольку колебания составов оливинов дунит-гарцбургитовой формации лежат в пределах 3—11% фаялитового компонента, эти методы определения являются недостаточными.

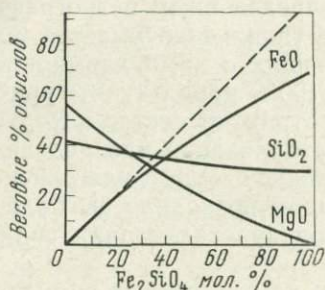
Ниже излагаются результаты корреляции химических составов оливинов и хромшпинелидов, находящихся совместно в различных ультрабазитах и хромитовых рудах Кемпирсайского плутона.

Характеристика состава оливинов

Для изучения состава оливинов из пород и руд, как известно всегда в той или иной мере серпентизированных, были выделены небольшие количества зерен чистых оливинов для химического и микрохимического анализов. Всего было отобрано 14 проб для полного химического анализа и 21 проба для микрохимического. Пробы относились к гарцбургитам рудоносного комплекса Главного рудного поля, гарцбургитам Тагашайсайского поднятия (из участков, где оруденение не проявлено), к дунитам Главного рудного поля, как удаленным от известных крупных рудных обособлений, так и вмещающих рудные тела, к шлировым обособлениям дунитов в гарцбургитах рудоносного комплекса и к шлирам ду-

нитов внутри рудных тел, к энстатитовым и сульфидсодержащим дунитам, троктолитами и, наконец, к хромитовым рудам.

Содержание фаялитового компонента для 14 проб пересчитано из цифр полных химических анализов (табл. 23), а для 21 пробы — на основе определения FeO микрохимическим методом (табл. 24). В оливинах, содержащих до 9% фаялитового компонента, цифры содержания закиси железа (в вес.%) почти точно совпадают с содержанием фаялитового компонента в мол.% и все отклонения находятся в пределах от $-0,02+0,11\%$ (табл. 25,



Фиг. 30. Вариации химического состава оливина в изоморфном ряду форстерит — фаялит

фиг. 30). Данные полных химических анализов оливинов Кемпирсайского массива показали весьма хорошую сходимость значений содержания FeO в вес.% и содержания Fe_2SiO_4 в мол.%. Это дает основание пользоваться результатами определения закиси железа микрохимическим методом для установления номера оливина, причем точность в сравнении с оптическими и рентгенометрическими методами значительно повышается.

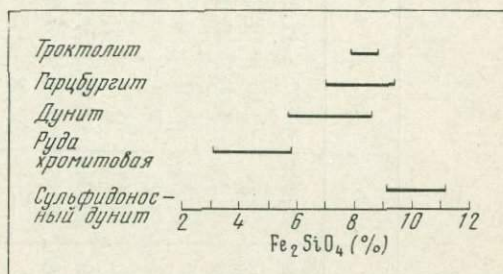
Рассмотрим, в каких количествах входит фаялитовый компонент в оливины различных пород массива.

В троктолитах содержание Fe_2SiO_4 находится в пределах от 7,7 до 8,9% (среднее 8,3%); в гарцбургитах по массиву в целом содержание этого компонента варьирует от 7,09 до 9,23% (среднее из 8 анализов 8,2%); в пироксеновых дунитах — 7,95%; в дунитах — от 5,74% до 8,85% (среднее по 17 анализам — 7,26%); в хромитовых рудах — от 3,0 до 6,20% (среднее по 5 анализам — 4,9%); в сульфидоносных дунитах — от 9,22 до 11,26% (среднее 10,24%).

Из приведенных данных, диаграммированных на фиг. 31, видно, что содержание фаялитового компонента в оливинах из троктолитов и гарцбургитов выше, чем в оливинах нормальных и пироксеновых дунитов (на фиг. 31 последние объединены). Наименьшим содержанием Fe_2SiO_4 обладают оливины из хромитовых руд и участков хромшпинелидовых сгущений в дунитах. Максимальное содержание наблюдается в сульфидоносных дунитах.

В гарцбургитах Главного рудного поля среднее содержание Fe_2SiO_4 в оливинах по 6 анализам составляет 7,92%, тогда как в оливинах гарцбургитов Тагашасайского поля оно равно 9,07. Таким образом, оливины гарцбургитов более глубоких горизонтов массива отличаются меньшим содержанием Fe_2SiO_4 , хотя эти различия и не столь значительны.

В зависимости от положения дунитов в рудоносном комплексе Главного рудного поля наблюдаются следующие вариации содержания железистого компонента в оливинах: 1) в оливине из



Фиг. 31. Вариации содержания фаюлитового компонента в оливинах из пород и руд Кемпирсайского плутона

дунитов, находящихся в удалении от крупных рудных обособлений, содержится от 7,24 до 8,25% Fe_2SiO_4 , среднее — 7,76; 2) в оливине из дунитов вблизи рудных тел — от 6,95 до 8,86% Fe_2SiO_4 , среднее — 7,87%; 3) в оливине из дунитов, заключенных в форме шлиров в рудных телах, — от 5,70 до 6,18%, среднее — 5,94%; 4) в оливине из дунитов, залегающих в форме шлировых обособлений в перидотитах близ рудного тела, — от 5,74 до 6,60%, среднее — 6,10%.

Таким образом, содержание железистого компонента в дунитах рудоносного комплекса варьируют с наибольшей разницей в 3%. При этом оливины из пород, удаленных от рудных тел и непосредственно вмещающих рудные тела, практически не отличаются по железистости. Оливины же из шлиров дунитов в рудных телах менее железисты, т. е. более магнезиальны. Весьма магнезиальными оказались и оливины из мелких дунитовых обособлений в гарцбургитах, но и оливины самих гарцбургитов, вмещающих эти шлиры, содержат всего 7,23% Fe.

Содержание Fe_2SiO_4 в оливинах из убоговкрапленных хромитовых обособлений в дунитах колеблется от 5,81 до 6,20%, среднее — 6,0%; в богатых промышленных густовкрапленных рудах — от 3,00 до 3,40%, среднее — 3,20%. Следовательно, с увеличением густоты вкрапленности хромшпинелидов в рудах наблюдается возрастание магнезиальности присутствующих в их составе оливинов.

Привлекает внимание то, что оливины из хромитовых руд отличаются максимальным содержанием NiO — среднее 0,62 вес. %,

Таблица 23

Химический состав оливинов из пород и руд Кемпирсайского плутона

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	41,10	41,26	40,78	41,10	41,22	41,16	40,50	41,00	41,00	40,67	41,28	40,77	39,34	39,40
TiO ₂	Следы	Следы	0,00	Следы	Следы	0,00	Следы	Следы	Следы	0,00	0,00	Следы	—	—
Al ₂ O ₃	Следы	Следы	0,00	Следы	Следы	0,00	Следы	Следы	0,20	0,00	0,00	Следы	—	—
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	0,58	0,00	0,00	0,36	0,00	0,00	0,32	0,61	0,86	0,00	0,61	2,21
FeO	3,00	3,40	5,60	6,20	7,00	6,04	8,60	7,44	8,25	7,60	7,22	8,52	8,77	10,27
MnO	0,03	0,03	0,10	0,22	0,16	0,10	0,14	0,20	0,10	0,15	0,12	0,14	—	—
MgO	54,18	54,20	51,49	52,02	51,40	51,22	50,20	51,00	50,04	49,97	50,12	50,18	47,43	45,68
NiO	0,67	0,56	0,42	0,32	0,24	0,38	0,23	0,28	0,15	0,38	0,28	0,25	0,07	Следы
CoO	—	0,01	0,00	—	—	0,05	—	—	—	0,08	—	—	—	Следы
CaO	0,00	0,00	0,00	Следы	Следы	0,00	Следы	0,00	0,00	0,02	0,00	Следы	0,66	—
CuO	—	—	—	—	—	0,10	—	—	—	—	—	—	0,006	0,008
H ₂ O ⁻	0,24	0,10	0,00	0,04	0,00	0,10	0,08	0,08	0,00	0,00	0,00	0,06	—	—
H ₂ O ⁺	0,90	0,60	0,87	0,38	0,24	0,09	0,43	0,36	0,26	0,90	0,27	0,38	0,27	0,34
Cr ₂ O ₃	Следы	Следы	0,007	Следы	Следы	0,02	Следы	Следы	Следы	0,02	0,01	Следы	—	—
S	—	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	—	0,00	0,01	0,35
Сумма	100,12	100,16	99,85	100,28	100,32	99,52	100,18	100,31	100,32	100,40	100,16	100,23	97,17	98,26

Числа катионов в пересчете на 4 (O)

Mg	1,926	1,922	1,876	1,864	1,851	1,871	1,818	1,841	1,830	1,830	1,848	1,819	1,815	1,775
Fe	0,061	0,068	0,115	0,126	0,141	0,119	0,176	0,151	0,165	0,159	0,145	0,174	0,184	0,225
Mn	—	—	0,001	0,004	0,003	0,002	0,002	—	—	—	—	—	—	—
Ni	0,013	0,010	0,008	0,006	0,005	0,008	0,004	0,004	0,003	0,008	0,006	0,004	0,001	—

Условные молекулярные группировки

Mg ₂ SiO ₄	96,29	96,07	93,80	93,21	92,56	93,59	90,89	92,02	91,52	91,51	92,39	90,92	90,73	88,74
Fe ₂ SiO ₄	3,04	3,41	5,74	6,28	7,07	5,97	8,81	7,54	8,25	7,95	7,23	8,70	9,22	11,26
Mn ₂ SiO ₄	0,01	0,01	0,08	0,22	0,14	0,07	0,08	0,22	0,08	0,15	0,08	0,15	—	—
Ni ₂ SiO ₄	0,66	0,51	0,38	0,29	0,23	0,37	0,22	0,22	0,15	0,39	0,30	0,23	0,05	—

Из густовкрапленной хромитовой руды: 1 — месторождение Молодежное; скв. 137, глубина 506 м, обр. 270-66; 2 — там же, скв. 102, глубина 490 м, обр. 353-66. Из дунитов рудоносного комплекса: 3 — месторождение Алмаз-Жемчужина, скв. 50, глубина 866 м, образ. 169-63, дунитовый шпир в перидотитах; 4 — месторождение 40 лет Каз.ССР, скв. 167, глубина 872 м, обр. 37-66, дунит с рудными струйками; 5 — месторождение Молодежное, скв. 145, глубина 575 м, обр. 127-66; 6 — месторождение Алмаз-Жемчужина, скв. 50, глубина 868 м, обр. 168-63, дунитовый шпир в перидотите; 7 — месторождение 40 лет Каз.ССР, скв. 167, глубина 819 м, обр. 40-66. Из дунитов в удалении от рудных тел: 8 — район месторождения Ширпа-Канн, скв. 154, глубина 515 м, обр. 599-66; 9 — к западу от месторождения Миллионного, кр. VII, скв. 59, глубина 560 м, обр. 595-66. Из пироксенового дунита: 10 — Первомайское месторождение, скв. 104, глубина 325 м, обр. 87-63. Из перидотитов: 11 — месторождение Алмаз-Жемчужина, скв. 50, глубина 849 м, обр. 172-63, перидотит вблизи рудного прожилка; 12 — к западу от месторождения VI Геофизическое, скв. 79, глубина 410 м, обр. 611-66. Из сульфидоносных дунитов: 13 — месторождение Алмаз-Жемчужина, скв. 23, глубина 462 м, обр. 8-а; 14 — там же, глубина 472 м, обр. 9-а.

Таблица 24

Железистость оливинов из пород Кемпирсайского массива

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
FeO (вес.%)	5,81	6,12	5,70	6,18	6,58	6,95	7,63	7,84	8,05	8,07
Fa (мол.%)	6,82	6,13	5,71	6,19	6,60	6,97	7,67	7,89	8,11	8,13

	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
FeO (вес.%)	8,25	8,85	7,79	7,09	7,60	7,88	9,23	8,99	9,16	7,70	8,90
Fa (мол.%)	8,32	8,95	7,84	7,12	7,65	7,93	9,35	9,10	9,27	7,75	9,01

Из дунитов со струйчатыми обособлениями хромшпинелидов: 1 — обр. 574-66, структурная скв. 233, глубина 695 м; 2 — обр. 209-63-1, месторождение XII геофизическое, скв. 129, глубина 255 м. Из дунитовых шлиров внутри рудных тел: 3 — обр. 302-66, месторождение Северо-Восточное, скв. 131, глубина 474 м; 4 — обр. 193-66, там же, скв. 158, глубина 482 м. Из дунитового шлира в перидотитах рудоносного комплекса: 5 — обр. 385-61, структурная скв. 79, глубина 714 м. Из дунитов, вмещающих рудные тела: 6 — обр. 53-61, к югу от пос. Хром-Тау, структурная скв. 57, глубина 224 м; 7 — обр. 37-61, месторождение Южное, скв. 41, глубина 740 м; 8 — обр. 31-а, там же, глубина 584 м; 9 — обр. 261-66, месторождение Северо-Восточное, скв. 137, глубина 286 м; 10 — обр. 52-а, месторождение Южное, скв. 21, глубина 441 м; 11 — обр. 605-66, структурная скв. 233, глубина 943 м; 12 — обр. 277-66, месторождение Северо-Восточное, скв. 137, глубина 550 м. Из дунитов, удаленных от известных крупных месторождений: 13 — обр. 596-66, район месторождения Июньского, скв. 165, глубина 400 м. Из перидотитов рудоносного комплекса Главного рудного поля: 14 — обр. 190-63, месторождение Южное, структурная скв. 50, глубина 400 м; 15 — обр. 262-66, месторождение Северо-Восточное, скв. 137, глубина 35 м; 16 — обр. 10-61, месторождение VI—Геофизическое, борт карьера; 17 — обр. 588, структурная скв. 233, глубина 330 м. Из перидотитов Тагашского рудного поля: 18 — обр. 339-62, структурная скв. 81, глубина 1181 м; 19 — обр. 10-60-С, структурная скв. 1, глубина 837 м. Из троктолитов Степнинского рудного поля: 20 — обр. 2-61, р. Шанддаша; 21 — обр. 101-60, там же.

тогда как оливины из дунитов содержат в среднем 0,30, а гарцбургиты — 0,26 (см. табл. 20).

Итак, рассмотрение особенностей состава оливинов из пород и руд Кемпирсайского массива показало, что их оливины являются высокомагнезиальными, содержат лишь 3—11% фаялитового компонента. Проявляется тенденция увеличения железистости оливинов с возрастанием содержания SiO_2 в породах. Выявленные отличия составов оливинов в различных ультрабазитах, слагающих Кемпирсайский плутон, указывают на кристаллизацию каждого ультрабазита из расплава несколько особого состава, т. е. на первично, до кристаллизации, неоднородное распределение железа, магния, кремнекислоты в магматическом расплаве, заполнявшем камеру плутона. Такая гетерогенность рас-

Таблица 25

Содержание FeO, MgO и SiO₂ (вес. %) в оливинах изоморфного ряда форстерит—фаялит, соответствующие различным содержаниям фаялитового компонента (по расчету из теоретических формул)

Fe ₂ SO ₄ мол. %	FeO		MgO		SiO ₂		Отклонения значений мол. % Fe ₂ SiO ₄ от вес. % FeO
	вес. %	мол. коллч.	вес. %	мол. коллч.	вес. %	мол. коллч.	
0	0,00	0,000	57,14	1,428	42,86	0,714	0,00
1	1,02	0,014	56,32	1,408	42,66	0,711	-0,02
2	2,04	0,028	55,49	1,387	42,47	0,708	-0,04
3	3,04	0,042	54,68	1,368	42,28	0,705	-0,04
4	4,04	0,056	53,87	1,347	42,09	0,702	-0,04
5	5,03	0,070	53,07	1,326	41,90	0,698	-0,03
6	6,01	0,083	52,28	1,307	41,71	0,695	-0,01
7	6,93	0,097	51,49	1,287	41,53	0,692	+0,02
8	7,94	0,110	50,72	1,268	41,34	0,689	+0,06
9	8,89	0,123	49,95	1,249	41,16	0,686	+0,11
10	9,84	0,137	49,18	1,229	40,98	0,683	+0,16
20	18,85	0,262	41,85	1,046	39,27	0,654	+1,16
30	27,14	0,377	35,17	0,879	37,69	0,628	+2,86
40	34,78	0,483	28,99	0,725	36,23	0,604	+5,22
50	41,86	0,583	23,26	0,581	34,88	0,582	+8,14
60	48,43	0,673	17,94	0,448	33,63	0,561	+11,57
70	54,55	0,757	12,98	0,325	32,47	0,541	+15,44
80	60,25	0,837	8,37	0,203	31,38	0,523	+19,75
90	65,59	0,911	4,05	0,101	30,36	0,506	+24,41
100	70,59	0,980	0,00	0,000	29,41	0,490	+29,41

плава, вероятно, возникла еще на тех глубинах, откуда магма поступала в камеру плутона. К аналогичному заключению приводит и изучение аксессуарных хромшпинелидов, что будет показано ниже.

Вариации состава хромшпинелидов

Хромшпинелидам Кемпирсайского плутона свойственны широкие вариации химического состава. Они зависят от положения в различных петрографических горизонтах плутона, приуроченности к породам определенного петрографического состава или к рудам, залегающим в различных частях рудных тел и обладающим различными текстурными признаками (Павлов, Чупрынина, 1967).

Содержание Cr₂O₃ в хромшпинелидах плутона в целом колеблется от 33 до 64%, Al₂O₃ — от 6 до 33%. Низкие содержания хрома и высокие алюминия свойственны хромшпинелидам из по-

род и руд верхних горизонтов плутона и из всех перидотитов. Высокие содержания хрома и низкие алюминия свойственны хромшпинелидам дунитов и руд Главного рудного поля. В рудообразующих хромшпинелидах содержание хрома несколько возрастает от руд бедновкрапленных к массивным, а в пределах отдельных рудных тел от их периферических частей к внутренним.

Содержание железа и магния также весьма колеблется. Рудообразующие хромшпинелиды содержат 10—18% FeO весовых, акцессорные — 14—26%. Соответственно рудообразующие хромшпинелиды содержат 10—17% MgO, акцессорные 7—14%.

Соотношения составов сосуществующих оливинов и хромшпинелидов целесообразно рассмотреть по общим для них компонентам — железу и магнию.

Если железистость оливинов определяется содержанием фаялитовой молекулы (в мол. %), то железистость хромшпинелидов соответственно может быть выражена долей (в %) условных закисно-железистых молекул по отношению к сумме всех условных молекул в данном шпинелиде¹. Кстати, эта доля численно равна процентному молекулярному отношению $\frac{\text{FeO} \cdot 100}{\text{FeO} + \text{MgO}}$, которым также часто пользуются как показателем железистости хромшпинелидов.

Значения железистости хромшпинелидов из пород и руд Кемпирсайского плутона приведены в графе 3 табл. 26. Рассмотрение их показывает, что хромшпинелиды Кемпирсайского плутона в целом весьма магниезальны. Доля участия в них двухвалентного железа составляет 26—59%.

Рудообразующие хромшпинелиды всегда менее железисты в сравнении с акцессорными. Так, для акцессорных хромшпинелидов из пород верхних горизонтов плутона $f = 40—50$, тогда как для хромшпинелидов руд — 27—39%. В главном рудном поле f акцессорных хромшпинелидов — 37—59%, а рудообразующих — 26—42%.

Железистость акцессорных хромшпинелидов верхнего горизонта уменьшается в направлении от троктолитов, через перидотиты к дунитам, т. е. по мере понижения кислотности породы. В Главном рудном поле такая последовательность нарушается. При этом перидотиты Главного рудного поля по железистости хромшпинелидов сближаются с перидотитами верхних горизонтов, тогда как хромшпинелиды дунитов, как правило, значительно железистее.

¹ В качестве условных молекул в хромшпинелиде выделяют: закисно-железистые FeCr_2O_4 , FeF_2O_4 , FeAl_2O_4 и магниезальные — MgCr_2O_4 , MgAl_2O_4 . К отображению состава хромшпинелидов посредством условных молекулярных группировок прибегали ранее Симпсон (1932), Бетехтин (1937), Стевенс (1944), Зимин (1965) и др.

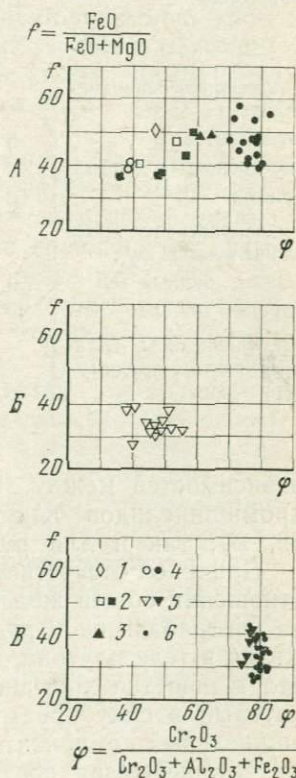
Весьма высокой железистостью по сравнению с хромшпинелидами руд обладают хромшпинелиды из метасоматических рудных образований ($f=43-48\%$).

Хромистость хромшпинелидов, т. е. доля (в %) Cr_2O_3 в сумме полуторных окислов $\varphi = \frac{\text{Cr}_2\text{O}_3 \cdot 100}{\text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3}$ колеблется в пределах 36—82% (графа 4 табл. 26). По хромистости резко обособляются хромшпинелиды руд и околорудных дунитов верхних горизонтов массива ($\varphi=37-55$) и глубоких ($\varphi=68-82$), тогда как хромистость хромшпинелидов перидотитов для всех частей массива имеет сходные значения.

В соотношениях железистости и хромистости акцессорных хромшпинелидов в целом для пород Кемпирсайского плутона ясных закономерностей не наблюдается. Так, при железистости около 40%, хромистость может составлять и 37 и 79%, а при хромистости 79% железистость варьирует от 40 до 56% (фиг. 32, А). За исключением дунитов главного рудного поля, можно говорить о некотором возрастании общей железистости с возрастанием хромистости. Не обнаруживается закономерных

Фиг. 32. Диаграмма соотношения общей железистости и общей хромистости в хромшпинелидах Кемпирсайского плутона

- А — для акцессорных хромшпинелидов;
 Б — для рудообразующих хромшпинелидов из месторождений верхних горизонтов плутона;
 В — для рудообразующих хромшпинелидов из месторождений Главного рудного поля.
- 1—4 — акцессорные хромшпинелиды:
 1 — троктолита,
 2 — перидотита,
 3 — пироксенового дунита,
 4 — дунита,
 5—6 — хромшпинелиды из руд:
 5 — мелких месторождений и рудопроявлений,
 6 — крупных месторождений. Светлый значок — хромшпинелиды пород и руд верхних горизонтов, темный — хромшпинелиды пород и руд Главного рудного поля



Железистость и хромистость хромшпинелидов Кемпирсайского массива

Группы хромшпинелидов, породы или руды, в которых они присутствуют	Число анализов	$f = \frac{\text{FeO} \cdot 100}{\text{FeO} + \text{MgO}}$	$\varphi = \frac{\text{Cr}_2\text{O}_3 \cdot 100}{\text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3}$	$f_{\text{Cr}} = \frac{\text{FeCr}_2\text{O}_4 \cdot 100}{\text{FeCr}_2\text{O}_4 + \text{MgCr}_2\text{O}_4}$
Степнинское, Тагашасайское и Батамшинское рудные поля				
Акцессорные хромшпинелиды:				
троктолитоз	1	50,00	46,23	97,14
перидотитов	2	42,00—48,43	41,03—52,37	83,47—95,53
дунитов	2	40,59—41,31	37,48—37,32	82,85—98,54
Рудообразующие хромшпинелиды	12	27,18—39,31	38,40—55,35	43,67—83,58
Главное рудное поле				
Акцессорные хромшпинелиды:				
перидотитов	5	37,55—51,45	35,90—58,03	75,34—95,60
пироксеновых дунитов	2	50,20—50,50	60,68—63,33	75,85—78,29
дунитов	16	38,80—58,86	68,80—81,86	47,97—73,03
Рудообразующие хромшпинелиды из руд				
мелких рудных тел	6	30,35—41,60	74,65—77,87	37,86—49,10
крупных рудных тел	30	26,44—42,00	77,80—82,64	28,03—49,34
Хромшпинелиды метасоматических рудных образований	6	42,69—48,49	72,33—82,02	54,37—61,76

зависимостей между значениями f и φ и для рудообразующих хромшпинелидов как руд верхних горизонтов массива (фиг. 32, Б), так и для руд Главного рудного поля (фиг. 32, Г).

Причиной отсутствия ясно выраженных закономерностей в отношении общей железистости и хромистости хромшпинелидов из ультрабазитов и руд различного состава и различного положения в теле плутона, по-видимому, является то обстоятельство, что в решетке хромшпинелида всегда присутствует алюминий, который в силу преимущественных связей с магнием образует шпинелевый компонент (MgAl_2O_4). Присутствие этого компонента затушевывает соотношение железа и магния в собственно

хромсодержащих молекулярных группировках. Поэтому мы попытались рассчитать содержания закисного железа только в хромсодержащих молекулах хромшпинелида, т. е. показатель

$$f_{Cr} = \frac{Fe Cr_2O_4 \cdot 100}{Fe Cr_2O_4 + Mg Cr_2O_4}$$
. Его значения для пород и руд Кемпирсайского плутона приведены в колонке 5 табл. 26.

В акцессорных хромшпинелидах f_{Cr} имеет значения от 98 до 48%. Замечательно при этом, что перидотиты и дуниты верхних зон плутона и перидотиты более глубокой зоны — Главного рудного поля, характеризуются существенно более высокими значениями f_{Cr} (75—98%), тогда как дуниты, включая пироксеновые, рудоносного комплекса Главного рудного поля — существенно меньшими значениями (48—78%). Таким образом, рудоносные породы Главного рудного поля обладают меньшей железистостью, рассчитанной для хромсодержащих молекул, а следовательно, большей магнезиальностью, чем все ультрабазиты других частей плутона. Такие различия можно рассматривать как одно из доказательств образования пород рудоносного комплекса Главного рудного поля из особого, самостоятельно внедрившегося магматического расплава.

Отчетливо проявились различия f_{Cr} рудообразующих хромшпинелидов из рудных тел в верхних зонах плутона (Степнинское, Тагашасайское, Батамшинское рудные поля), где f_{Cr} имеет значения от 50 до 90%, и в Главном рудном поле — f_{Cr} от 28 до 49%.

В составе рудообразующих хромшпинелидов, кроме того, проявилась та же тенденция, что и для акцессорных — меньшая железистость (f_{Cr}) и тем самым большая магнезиальность рудных хромшпинелидов Главного рудного поля по сравнению с хромшпинелидами месторождений в остальных частях плутона.

Интересно выяснить соотношения железистости хромсодержащих молекул и общей железистости для хромшпинелидов различного происхождения. Они сведены на трех диаграммах фиг. 33. Для группы акцессорных хромшпинелидов различных ультрабазитов верхних зон плутона и перидотитов и пироксеновых дунитов Главного рудного поля (фиг. 33, А) не обнаруживается определенной корреляции между f_{Cr} и f , что можно объяснить существенной, но варьирующей ролью в составе хромшпинелидов этих ультрабазитов алюминия. Для всех рудообразующих хромшпинелидов и для акцессорных хромшпинелидов из дунитов Главного рудного поля, наоборот, наметилась достаточно четкая линейная корреляция f_{Cr} и f . При этом, для хромшпинелидов Главного рудного поля, как рудообразующих, так и акцессорных, f_{Cr} растет пропорционально f , в то время как для рудообразующих хромшпинелидов верхних зон плутона возрастание f_{Cr} происходит в большей мере, чем возрастание f .

Наконец, между хромистостью (φ) и хромовой железистостью (f_{Cr}) хромшпинелидов, как это видно на графиках фиг. 34, про-

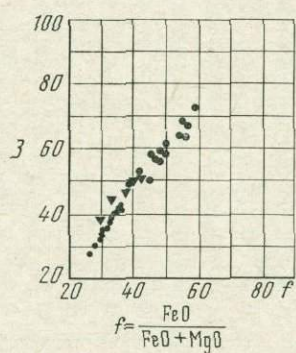
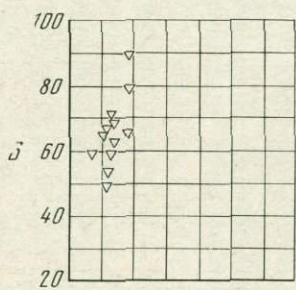
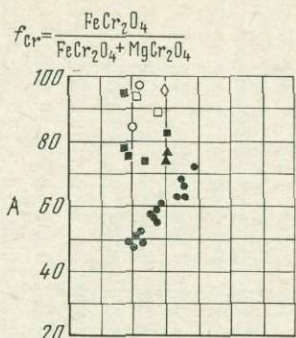
являются обратные соотношения: с ростом φ значения f_{Cr} уменьшаются. Можно сказать, что магнезиальная, т. е. магнезиальная среда благоприятна для образования руд с высокохромистым хромшпинелидом. Важную закономерность показывает график в фиг. 34. Для рудообразующих хромшпинелидов месторождений Главного рудного поля, т. е. для крупных концентраций хрома f_{Cr} имеет отчетливо меньшее значение, чем для хромшпинелидов мелких месторождений и чем для аксессуарных хромшпинелидов дунитов того же поля.

Сопоставление составов оливинов и хромшпинелидов

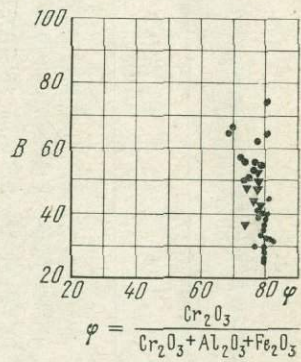
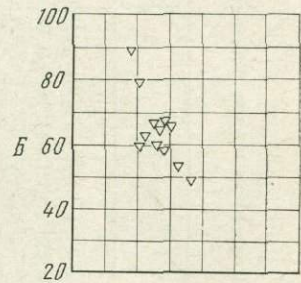
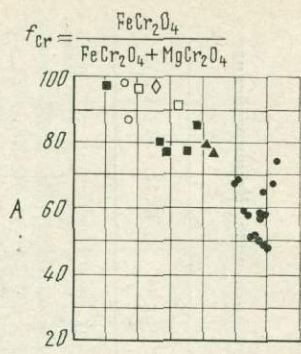
Главными общими химическими признаками оливинов и хромшпинелидов служат их железистость и магнезиальность. Для сопоставлений можно пользоваться одним из них, поскольку в силу изоморфизма, их значения комплементарны. Для связи с предыдущим изложением воспользуемся железистостью. Железистость оливинов, как известно, характеризуется содержанием в мол. % фаялитового (Fe_2SiO_4) компонента, вычисляемого по отношению $\frac{Fe_2SiO_4 \cdot 100}{Fe_2SiO_4 + Mg_2SiO_4}$. Для хромшпинелидов воспользуемся предложенным выше и сходно вычисляемым показателем их железистости по FeO , т. е. $f_{Cr} = \frac{FeCr_2O_4 \cdot 100}{FeCr_2O_4 + MgCr_2O_4}$.

В табл. 27 приведены химические анализы 17 хромшпинелидов из пород и руд Кемпирсайского плутона, их расчет на условные молекулы и показатели f , φ и f_{Cr} , а также содержания фаялитового компонента в совместно присутствующих оливинах. В табл. 25 сведены, по данным табл. 24 и ранее опубликованным анализам средние содержания Fa (Fe_2SiO_4) в оливинах и f_{Cr} для хромшпинелидов. Материалы расположены в порядке возрастания содержания SiO_2 в породах и рудах, из которых извлекались мономинеральные фракции для анализа.

Данные табл. 28 показывают, что средний состав сосуществующих оливинов и хромшпинелидов меняется вполне закономерно по мере возрастания основности, или другими словами, по мере уменьшения относительного содержания SiO_2 в породах и рудах. Железистость оливинов, характеризуемая содержанием фаялитового компонента, и железистость хромшпинелидов, выраженная показателем f_{Cr} , убывают параллельно, обладая наименьшими значениями для пород в дунитах Главного рудного поля, и для руд — в густовкрапленных рудах того же поля. На фиг. 35 диаграммированы не усредненные, а конкретные значения Fa и f_{Cr} по данным табл. 27. Несмотря на некоторый разброс точек, общая тенденция совместного уменьшения Fa и f_{Cr} сохраняется и для исходных значений.



Фиг. 33.



Фиг. 34.

Фиг. 33. Диаграмма соотношений общей железистости (f) и железистости, рассчитанной для хромсодержащих условных молекул (f_{Cr}) в хромшпинелидах

A — для аксессуарных хромшпинелидов различных пород плутона; B — для рудообразующих хромшпинелидов из месторождения верхних горизонтов плутона; B — для рудообразующих и аксессуарных хромшпинелидов из дунитов Главного рудного поля. Условные обозначения см. на фиг. 32.

Фиг. 34. Соотношение железистости хромшпинелидов, рассчитанной для хромсодержащих условных молекул, с общей хромистостью хромшпинелидов

A — для аксессуарных хромшпинелидов из пород плутона; B — для рудообразующих хромшпинелидов из месторождений верхних горизонтов плутона; B — для рудообразующих хромшпинелидов и аксессуарных из дунитов Главного рудного поля. Условные обозначения см. на фиг. 32

Таблица 27

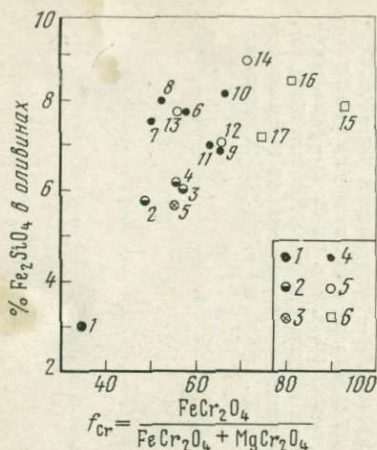
Состав хромшпинелидов и содержание фаялитозого компонента в олизинах пород Главного рудного поля Кемпирсайского массива

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	0,40	0,32	0,54	0,23	0,52	1,03	0,66	0,59	0,55	0,46	0,26	0,42	0,13	0,19	1,59	0,51	0,72
TiO ₂	0,15	0,21	0,16	0,23	0,19	0,15	0,20	0,07	0,19	0,21	0,19	0,17	0,18	0,20	0,11	0,18	0,17
Al ₂ O ₃	8,35	8,93	12,04	10,74	8,84	9,71	11,15	10,67	14,36	10,64	6,81	9,43	8,52	10,80	34,74	20,32	22,39
Cr ₂ O ₃	61,28	59,62	55,43	53,42	58,52	56,48	57,17	59,53	52,26	52,71	60,36	50,74	58,76	54,15	29,84	45,56	44,46
Fe ₂ O ₃	2,33	3,19	2,68	3,60	3,27	2,23	2,21	0,68	1,63	5,56	2,87	2,61	3,38	4,40	1,50	2,08	1,61
FeO	10,77	15,22	16,39	16,66	16,92	16,79	14,80	13,90	17,26	19,40	19,60	19,08	17,19	20,34	15,03	18,84	16,62
MnO	0,12	0,23	0,25	0,25	0,25	0,23	0,21	0,19	0,29	0,27	0,30	0,26	0,25	0,32	0,19	0,24	0,18
MgO	15,79	12,38	12,53	12,06	11,63	13,28	13,95	14,54	12,48	10,20	9,48	10,26	11,41	9,60	16,20	11,96	13,52
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,08	0,00	—	0,02	0,00	—	—	—	—	0,00	0,00	0,03	0,03	0,04	—	0,03	—
K ₂ O	0,05	0,03	—	0,04	0,02	—	—	—	—	0,03	0,03	0,05	0,05	0,05	—	0,05	—
H ₂ O ⁻		0,03		0,00	0,00					0,03	0,00	0,00	0,00	—	0,14	0,00	—
H ₂ O ⁺	0,27	0,015	0,10	0,13	0,14	0,39	0,19	0,24	0,15	0,15	0,09	0,10	0,09	0,06	0,58	0,29	—
V ₂ O ₅	—	0,11	0,07	0,09	0,12	0,11	0,08	0,08	0,23	0,21	0,15	0,16	0,12	0,18	0,21	0,24	0,16
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	0,03	0,03	0,02	0,04	—	—	—	—	—	0,06	—	—
NiO	—	0,07	0,08	0,04	0,05	0,12	0,12	0,13	0,08	0,04	0,04	0,05	0,07	0,04	0,14	0,06	0,08
CoO	—	0,09	—	0,13	0,11	0,16	0,15	0,13	0,15	0,13	0,08	0,21	0,12	0,21	0,17	0,21	—
Сумма	99,59	100,58	100,30	100,54	100,58	100,32	100,73	100,53	99,74	100,04	100	100,57	100,30	100,58	100,52	100,57	99,91

Условные молекулярные группировки

MgAl ₂ O ₄	16,60	18,63	23,90	21,47	17,94	20,04	22,31	21,00	28,80	21,79	14,43	19,31	17,37	21,59	62,45	39,07	42,29
MgCr ₂ O ₄	53,40	37,06	30,48	31,81	34,27	32,03	36,05	40,20	22,80	22,61	29,28	25,81	33,54	19,55	0,00	9,48	13,71
FeCr ₂ O ₄	27,20	39,96	42,03	41,95	43,35	44,83	38,25	38,00	46,00	48,06	52,58	51,42	44,65	52,95	35,90	48,55	41,90
FeFe ₂ O ₄	2,80	4,35	3,59	4,77	4,44	3,10	2,79	0,80	2,40	7,54	3,71	3,46	4,44	5,91	1,65	2,90	2,10
f	30,00	43,31	45,62	46,72	47,79	47,93	41,04	38,80	48,40	55,60	56,29	54,88	49,09	58,86	37,55	51,45	44,00
φ	80,00	77,02	72,51	73,76	77,62	76,86	78,96	78,20	68,80	70,67	81,86	77,23	78,19	72,50	35,90	53,03	55,61
f _{CT}	34,88	49,23	57,91	56,87	55,87	58,33	51,06	48,59	66,86	68,01	64,23	66,58	57,11	73,03	95,60	83,66	75,34
Fa ol	3,00	5,81	6,12	6,20	5,70	7,84	7,63	8,07	6,95	8,21	7,00	7,04	7,79	8,95	7,88	8,52	7,22

Из густовкрапленной хромитовой руды: 1 — месторождение Молодежное, скв. 137, глубина 506 м, обр. 270-66. Из дунитов со струйчатыми обособлениями хромшпинелидов: 2 — структурная скв. 238, глубина 695 м, обр. 574-66; 3 — месторождение XII Геофизическое, скв. 129, глубина 255 м, обр. 209-63; 4 — месторождение 40 лет Каз.ССР, скв. 167, глубина 872 м, обр. 37-66. Из дунитового шлора внутри рудного тела: 5 — месторождение Молодежное, скв. 131, глубина 584 м, обр. 31-61. Из дунитов рудоносного комплекса: 6 — месторождение Алмаз-Жемчужина, скв. 41, глубина 584 м, обр. 31-61; 7 — там же, глубина 740 м, обр. 37-61; 8 — там же, скв. 21, глубина 441 м, обр. 52-61; 9 — к западу от карьера Объединенного, структурная скв. 57, глубина 224 м, обр. 53-61; 10 — месторождение X лет Каз.ССР, скв. 167, глубина 819 м, обр. 40-66; 11 — месторождение Молодежное, скв. 145, глубина 575 м, обр. 127-66. Из дунитов в удалении от известных крупных месторождений: 12 — район месторождения Ширпа-Канн, скв. 154, глубина 515 м, обр. 599-66; 13 — район месторождения Июньского, скв. 165, глубина 400 м, обр. 596-66; 14 — к западу от месторождения Миллионного, профиль VII, скв. 59, глубина 560 м, обр. 595-66. Из перидотитов: 15 — месторождение VI Геофизическое, борт карьера, обр. 10-61; 16 — к западу от месторождения VI Геофизического структурная скв. 79, глубина 410 м, обр. 611-66; 17 — месторождение Алмаз-Жемчужина, структурная скв. 50, глубина 849 м, обр. 172-63, перидотиты вблизи рудного прожилка.



Фиг. 35. Диаграмма соотношения железистости хромшпинелидов, рассчитанной для хромсодержащих условных молекул, с железистостью сосуществующих оливинов в породах и рудах Главного рудного поля Кемпирсайского плутона

- 1 — из густовкрапленной хромитовой руды,
- 2 — из участков струйчатых обособлений хромшпинелидов в дунитах,
- 3 — из дунитового штира внутри рудного тела;
- 4 — из дунитов рудоносного комплекса,
- 5 — из дунитов, удаленных от известных крупных месторождений,
- 6 — из перидотитов. Цифры при значках — номера анализов в табл. 27

Таким образом, оливины из пород Кемпирсайского плутона — типичного представителя дунит-гарцбургитовой формации, обнаруживают некоторые понижения железистости при переходе от более кислых разновидностей ультрабазитов к более основным. Установлено, что с уменьшением кислотности пород и железистости оливинов понижаются значения той части железистости хромшпинелидов, которая по расчету химических анализов приходится на хромсодержащие условные молекулы хромшпинелидов. С понижением железистости, приходящейся на хромсодержащие условные молекулы, возрастает содержание хрома в шпинелидах. Названная частная железистость хромшпинелидов снижается в крупных концентрациях хромового вещества, т. е. в крупных рудных телах, для которых характерна более высокая

Таблица 28

Средние содержания Fe_2SiO_4 (мол.%) в оливинах и средние значения железистости хромшпинелидов, рассчитанной для хромсодержащих условных молекул (f_{Cr})

Порода, руда	Число анализов	Относительное содержание SiO_2	Fe_2SiO_4 в оливинах, мол.%	Число анализов	f_{Cr} в хромшпинелидах, мол.%	
Тагашасайское рудное поле, перидотит	2	↑ Наибольшее	9,07	2	95,52	
Главное рудное поле: перидотит	6		7,92	5	82,17	
пироксеновый дунит	1		7,60	2	77,07	
дунит	17		7,26	16	58,60	
Руды седновкрапленные	3		↓ Наименьшее	6,00	6	45,06
Руды густовкрапленные	2			3,20	28	38,00

магнезиальность. Следовательно, накоплению хромового вещества благоприятствует высокая магнезиальность среды.

Оливин, слагающий основную массу пород, отражает в своем составе химические особенности расплава, из которого он кристаллизовался. Различный минеральный состав пород в интрузиве при различном химическом составе слагающих их минералов обусловлен не кристаллизационной дифференциацией ультраосновного расплава в камере плутона, а изначальной гетерогенностью состава магмы для отдельных горизонтов. Гетерогенность магматического расплава, вероятно, формировалась в главной своей части не в камере плутона, а возникла на более ранних этапах магмообразования на больших глубинах. Распределение магния и железа между оливином и хромшпинелидом свидетельствует о том, что при кристаллизации каждой породы из различных по составу магматических расплавов создавались условия близкие к равновесным.

Глава III

Сопоставление химического состава породообразующих и рудообразующих минералов из пород и руд некоторых хромитоносных массивов

В настоящей главе рассматриваются особенности химического состава основных породообразующих минералов — оливина и ромбического пироксена, а также аксессуарных и рудообразующих хромшпинелидов, совместно кристаллизовавшихся в породах и рудах массивов хромитоносных формаций, с целью установления вариаций их химизма и закономерностей в его изменениях.

В литературе имеется довольно много сведений о составах названных минералов, но в значительной мере они отрывочны, разноречивы и недостаточно полны. Данные о сосуществующих минералах представляют редкость. Недостаточная изученность состава оливинов из пород ультраосновных массивов объясняется прежде всего высокой степенью серпентинизации этих пород и трудностью выделения минерала для анализа.

Представления о соотношении составов оливинитов и хромшпинелидов весьма различны. Некоторые авторы высказывались о независимости и об отсутствии видимой зависимости составов этих минералов, поскольку химизм хромшпинелидов варьирует очень широко, тогда как изменения состава оливина выражены значительно слабее.

Выше мы попытались выяснить, существует ли зависимость в химизме оливинов и хромшпинелидов на примере Кемпирсайского плутона. Оказалось, что вариации состава аксессуарных хромшпинелидов находятся в связи с составом материнского расплава и содержанием в нем SiO_2 и Al_2O_3 .

Состав рудообразующих хромшпинелидов, кристаллизовавшихся из рудно-силикатных расплавов также определяется соотношением компонентов в материнских силикатных расплавах, т. е. степенью дифференцированности интродуцировавшего расплава. В настоящем разделе мы обобщим более обширный материал о химизме сосуществующих оливинитов и хромшпинелидов, и рассмотрим проявляются ли выявленные закономерные изменения их составов в породах других массивов перидотитовой формации.

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ

Химический состав оливинов рассматривается на материале пяти хромитонесущих массивов, принадлежащих дунит-гарцбургитовой и дунит-гарцбургит-троктолитовой субформациям перидотитовой формации ультрабазитов. Три из них — Кемпирсайский, Южно-Кракинский и Ключевской располагаются на Южном и Среднем Урале. Два массива — Маяри-Баракоа и Камагуэй — представляют крупнейшие ультраосновные интрузивы Кубы.

В пределах Кемпирсайского и Кубинских массивов наряду с породами ультраосновного комплекса — перидотитами (гарцбургитами, лерцолитами, верлитами), пироксеновыми дунитами и дунитами развиты породы габброидного комплекса — троктолиты и оливиновое габбро, связанные с ультрабазитами дифференциальными переходами. В Ключевском и Южно-Кракинском массиве последние не встречены.

Согласно данным химических анализов оливинов, приведенным в табл. 2, 11, 21, 23 и 24, состав оливинитов перечисленных массивов характеризуется довольно незначительными вариациями в содержании компонентов. Основные различия заключаются в колебаниях содержания железа и магния.

К сожалению, по разным причинам нам не удалось получить достаточно представительный материал по составу оливинов всех перечисленных пород, слагающих массивы. Желательно было бы также иметь большее число определений для оливинов каждой из петрографических разновидностей ультрабазитов.

Но тем не менее уже сейчас достаточно четко намечаются противоречащие в каждом из массивов закономерные тенденции изменения состава оливинов и прежде всего его железистости — магнезиальности, которые находятся в зависимости от принадлежности оливина к тем или иным породам, а также рудам с разной степенью насыщения рудным компонентом.

Рассмотрим как изменяется железистость оливина по данным 72 определений содержания FeO, полученных из полных химических анализов, при химическом определении FeO из микронавесок, а также с помощью рентгеновского микроанализатора (табл. 29).

Половина определений относится к Кемпирсайскому массиву (36 анализов для пяти разновидностей пород и руд с разной плотностью вкрапленности), другая половина к оливинам пород и руд остальных четырех массивов. Определения эти показывают, что наибольшее количество закиси железа — 19—23% вес. — содержится в оливинах из оливинового габбро массива Камагуэй. Среднее значение по 4 определениям — 21,3. Содержание FeO в оливине троктолитов Кемпирсайского массива — 7,7—8,9, а массива Камагуэй — 8,1—14,8 (среднее по имеющимся семи анализам оливинов из троктолитов — 10,5).

В оливинах из перидотитов FeO присутствует в количестве от 7,1 до 9,6. При этом пределы содержаний в оливинах гарцбургитов составляют для — Кемпирсайского массива 7,1—9,2; Маяри-Баракоа 7,7—8,9; Южно-Кракинского 8,1—9,1; Камагуэй 8,3—9,2.

Соответственно средние значения по отдельным массивам составляют 8,2—8,5—8,5—9,0, а средние содержания FeO в оливинах гарцбургитов всех четырех массивов по данным 20 анализов — 8,56.

Отдельные определения показывают, что в верлите дунит-верлитового комплекса массива Маяри-Баракоа оливин содержит 8,9—9,0 вес. % FeO, а в лерцолитах массива Южный Крака — 9,4—9,6 %.

Таким образом, наблюдается возрастание железистости оливинов из перидотитов в ряду гарцбургит — верлит — лерцолит.

Вариации железистости оливинов из дунитов таковы: Кимперсайский массив 5,74—8,85; Ключевской 5,71; Южно-Кракинский 7,74; Камагуэй 6,85—7,10.

Среднее по 22 анализам составляет 7,16.

Пироксеновый дунит Кемпирсайского массива по железистости занимает промежуточное положение между дунитом и гарцбургитом (FeO — 7,6 %).

Что касается железистости оливинов, выделенных из силикатной составляющей хромитовых руд, то в них проявляется зависимость состава оливинов, от соотношения силикатной и рудной частей, т. е. от густоты вкрапленности хромшпинелида в руде. Так, оливин из бедновкрапленных руд Кемпирсайского массива содержит 5,8—6,2 вес. % FeO, а из густовкрапленных только 3—3,4. В Ключевском массиве оливины в рудах более магнезиальны, но порядок цифр сохраняется: оливин бедно вкрапленных руд — 3,87, а густовкрапленных — 1,69.

Таким образом, дополнительный материал, собранный на ряде хромитоносных массивов, подтвердил установленную для Кемпирсайского массива зависимость железистости оливинов от кремнекислотности содержащей оливин породы, и показал возрастание содержания FeO в ряду дунит — пироксеновый дунит — гарцбургит — лерцолит — троктолит — оливиновое габбро (см. табл. 30).

Если учесть положение петрографических комплексов внутри ультрабазитов, что дуниты развиты, как правило, вблизи площадей (или в незначительном удалении от них), под которыми по геофизическим данным устанавливается наличие магмоподводящих каналов, а оливиновое габбро и троктолиты, наоборот, располагаются в значительном удалении от магмоподводящих каналов и вблизи кровли массивов, то можно видеть и тенденцию нарастания железистости оливинов с удалением от магмоподводящих каналов.

Таблица 30

Содержание железа в оливинах из пород и руд массивов перидотитовой формации

Мас-сив	Породы в массиве	Число анализов	Содержание FeO в оливинах															
Кемпирсайский	Оливиновое габбро	—																
	Троктолит	2																
	Лерцолит	—																
	Верлит	—																
	Гарцбургит	8																
	Дунит	18																
	Руда бедновкрапленная	6																
	Руда густовкрапленная	2																
Ключевской	Лерцолит	—																
	Верлит	—																
	Гарцбургит	—																
	Дунит	1																
	Руда бедновкрапленная	1																
	Руда густовкрапленная	2																
Южный Крака	Лерцолит	2																
	Верлит	—																
	Гарцбургит	4																
	Дунит	1																
	Руда бедновкрапленная	—																
	Руда густовкрапленная	—																
Камагуэй, Маяри-Баракоа	Оливиновое габбро	4																
	Троктолит	5																
	Лерцолит	—																
	Верлит	2																
	Гарцбургит	11																
	Дунит	3																
	Руда бедновкрапленная	—																
	Руда густовкрапленная	—																
FeO, вес. %																		
			2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	24				

Количество анализов первичных породообразующих пироксенов пока ограничено. Мы располагаем несколькими определениями состава ромбических и моноклинных пироксенов из перидотита и верлита массивов Кубы и Кемпирсайского. Более полный и систематизированный материал имеется по пироксенам массива Южный Крака (см. табл. 22). Весьма интересным пред-

ставляется отчетливо проявляющееся в этом массиве нарастающее содержание глинозема и некоторое уменьшение содержания магния в пироксенах лерцолитов по сравнению с пироксенами гарцбургитов.

Привлекает внимание и то, что понижение магнезиальности пироксена происходит с понижением магнезиальности сосуществующих с ним оливинов.

Принимая во внимание зональное петрографическое строение массива Южный Крака, преобладающее развитие лерцолитов в более высоких прикровельных частях массива, отчетливо устанавливается увеличение вверх по разрезу количества глиноземсодержащих пироксенов, а вместе с ним и возрастание содержания глинозема в самих пироксенах. Это свидетельствует о гетерогенности в распределении алюминия в расплаве, из которого кристаллизовались породы.

Материалы по составу пироксенов из других массивов не противоречат закономерностям, проявляющимся в массиве Южный Крака.

Гетерогенность пород по содержанию глинозема находит отражение в вариациях содержания глинозема в аксессуарных хромшпинелидах этих пород (см. табл. 5, 10, 15, 18, 27).

Рассмотрение состава аксессуарных хромшпинелидов по трем условно выделенным петрографическим комплексам с разной кремнекислотностью и различным содержанием глинозема показывает, что наименьшее количество Al_2O_3 содержится в аксессуарных хромшпинелидах дунитов дунит-гарцбургитового полосчатого комплекса, развитых вблизи магмоподводящих каналов: 8—15% в Кемпирсайском массиве, 8% в Ключевском и 12—14% в массиве Южный Крака. Следствием этого является высокая хромистость хромшпинелидов (54—61% Cr_2O_3). В перидотитах этого комплекса, где присутствует более 20% глиноземсодержащих пироксенов, хромшпинелиды содержат значительно больше глинозема.

Так, в аксессуарных хромшпинелидах гарцбургитов Главного рудного поля Кемпирсайского массива содержится от 23 до 37% Al_2O_3 в Южнокракинских — около 35%.

Аксессуарные хромшпинелиды из пород собственно гарцбургитового горизонта — гарцбургитов и дунитов, образующих маломощные оторочки вокруг рудных тел, содержат 20—35% Al_2O_3 , т. е. примерно столько же, сколько и в перидотитах первого комплекса. Интересно, что и в Кемпирсайском массиве и в массивах Кубы аксессуарные хромшпинелиды перидотитов содержат меньше глинозема и больше хрома, чем аксессуарии дунитов из околорудных оторочек. Так, в Кемпирсайском массиве аксессуарии перидотитов содержат 25—32% Al_2O_3 и 41—43% Cr_2O_3 , тогда как в дунитах — 33—34% Al_2O_3 и 31—36% Cr_2O_3 .

Соответственно аксессуарные хромшпинелиды гарцбургитов собственно гарцбургитового горизонта массива Камагуэй содер-

жат 20—25% Al_2O_3 и 41—43% Cr_2O_3 , тогда как из дунит-верлиговых оторочек 28—30% Al_2O_3 и только 31—36% Cr_2O_3 .

И наконец, в лерцолитах массива Южный Крака, занимающих самое высокое положение в разрезе массива, акцессорный хромшпинелид содержит 50% Al_2O_3 и только 18% Cr_2O_3 .

Химический состав хромшпинелидов, образующих рудные концентрации, находится в определенной связи с составом акцессорных хромшпинелидов пород, вмещающих рудные тела, и с составом самих пород, что будет показано ниже.

СОПОСТАВЛЕНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ХРОМШПИНЕЛИДОВ ИЗ РУД РАЗНЫХ ГОРИЗОНТОВ В МАССИВАХ УРАЛА И КУБЫ

В предыдущей главе мы рассмотрели особенности геологического строения ряда массивов, отличающихся друг от друга по величине, внутреннему строению, петрографическому составу слагающих их пород и характеру хромитового оруденения. Было показано, что массивы содержат рудные тела разного качества и размеров.

В отдельных массивах имеются скопления и высокохромистых руд и глиноземистых, локализующихся, как правило, в разобщенных рудных полях. Общей чертой всех массивов является пространственное сопряжение руд определенного состава с определенными комплексами пород. Такие рудно-петрографические комплексы условно выделяются как рудоносные горизонты.

Рудные скопления первого горизонта приурочены к дунит-гарцбургитовому полосчатому комплексу, второго — к собственно гарцбургитовому, а третьего — к самым верхним частям гарцбургитового комплекса на сопряжении его с троктолитами.

В конкретных массивах в современном эрозионном срезе проявлено от одного до трех рудоносных горизонтов.

В Кемпирсайском массиве представлены все три петрографические комплексы и соответствующие им три рудоносных горизонта.

В Ключевском массиве оруденение двух типов сопряжено с двумя комплексами пород.

Для массива Южный Крака мы располагаем данными лишь по одному типу оруденения, сопряженного с дунит-гарцбургитовым полосчатым комплексом.

В массиве Маяри-Баракоа нами изучались два рудоносных горизонта, хотя Тейером (Thayer, 1942) упоминается о присутствии руд пространственно сопряженных с троктолитами.

В массиве Камагуэй дунит-гарцбургитовый комплекс, по-видимому, развит в западной части, погребенной под молодые отложения. На поверхности обнажается лишь гарцбургитовый горизонт и вышележащие троктолиты и габбро, перекрывающиеся

породами кровли. Соответственно и оруденение принадлежит к двум горизонтам.

Хромитовое оруденение выделенных горизонтов отличается по составу руд, определяющемуся составом рудообразующих хромшпинелидов и по масштабам рудных концентраций.

Руды пространственно сопряжены с дунитами или дунит-гарцбургитовым полосчатым комплексом, высокохромисты. Руды, залегающие среди гарцбургитов и окружающиеся лишь небольшими рубашками дунитов по контакту рудных тел, глиноземисты. Рудные тела гарцбургитового горизонта по размерам значительно уступают телам, связанным с полями преимущественного развития дунитов.

В табл. 31 приводится характеристика ряда массивов по содержанию основных шпинелеобразующих окислов в хромшпинелидах руд каждого из рудоносных горизонтов.

Хромшпинелиды I горизонта характеризуются высоким содержанием Cr_2O_3 и относительно низким содержанием Al_2O_3 . По имеющимся анализам содержания Cr_2O_3 и Al_2O_3 по массивам следующие:

	Cr_2O_3	Al_2O_3
Кемпирсайский . . .	59—64	6—12
Ключевской	56—61	7—11
Маяри-Баракоа . . .	55—60	12—16
Южный Крака . . .	53—61	9—18

Во II горизонте всех массивов окислы хрома и алюминия в хромшпинелидах имеют иные соотношения:

Кемпирсайский . . .	33—46	23—33
Маяри-Баракоа . . .	38—40	25—30
Камагуэй	34—36	31—34
Ключевской	42—43	22—25

В III — самом высоком горизонте, представленном в двух массивах Кемпирсайском и Камагуэй содержание глинозема еще выше:

Кемпирсайский . .	35	33
Камагуэй	18—23	45—46

Таким образом, отчетливо проявляется возрастание глиноземистости хромшпинелидов с нарастанием содержания SiO_2 и Al_2O_3 во вмещающих петрографических комплексах.

Вариации содержаний магния и железа проявлены менее отчетливо.

В Кемпирсайском массиве и Маяри-Баракоа содержания FeO в хромшпинелидах I и II горизонтов одинаковы — 10—15%.

В массивах Южный Крака и Ключевском содержания FeO в хромшпинелидах I горизонта поднимаются до 18—20%.

Таблица 31

Сопоставление составов хромшпинелидов из руд разных горизонтов массивов Урала и Кубы

Массив	Ком-плекс	Породы, вмещающие оруденение	Пределы содержания основных шпинелеобразующих окислов (вс.%)				
			Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO
Кемпирсайский	Ia	Дунит-гарцбургитовый полосчатый комплекс (a — крупные рудные тела, б — мелкие)	60,09—64,59	5,77—11,22	0,31—4,20	10,07—14,17	11,80—15,83
	Iб		59,31—61,94	8,56—12,16	1,25—2,73	11,64—15,30	11,90—14,50
	II	Гарцбургиты	33,30—46,04	22,51—33,48	0,24—3,94	10,21—15,71	13,57—17,29
	III	Гарцбургиты в зоне сопряжения с трактолитами	34,99	33,31	1,83	16,08	13,79
Маяри-Баракоа	I	Дунит-гарцбургитовый полосчатый комплекс	55,02—59,91	11,67—16,21	2,18—2,70	10,71—15,27	12,55—15,04
	II	Гарцбургиты	38,27—40,51	25,52—30,74	2,55—5,33	10,67—14,32	14,32—17,36
Камагуэй	II	Гарцбургиты	34,12—36,35	31,01—34,20	2,88—3,73	12,20—13,33	15,57—16,31
	III	Гарцбургит-трактолиты	17,95—22,74	45,18—45,61	2,45—3,93	10,28—11,87	17,33—22,65
Ключевской	I	Дуниты	56,43—60,85	7,50—11,24	4,00—5,62	13,15—18,14	9,80—13,55
	II	Гарцбургиты	42,68—42,82	21,70—25,41	3,41—8,17	12,62—14,29	14,07—14,83
Южный Крака	I	Дунит-гарцбургиты	53,42—60,96	8,84—17,59	0,21—2,61	13,70—19,93	8,78—13,74
Сарановский	II	Гарцбургиты	44,11—47,75	17,67—19,44	5,08—7,62	14,50—16,73	11,74—13,27

Таблица 31 (окончание)

Массив	Ком-плекс	Породы, вмещающие оруденение	Условный молекулярный состав						Число анализов	
			MgAl ₂ O ₄	MgCr ₂ O ₄	FeCr ₂ O ₄	FeFe ₂ O ₄	f	φ		f _{cr}
Кемпирсайский	Ia	Дунит-гарцбургитовый полосчатый комплекс (a — крупные рудные тела, б — мелкие)	14,69—19,30	39,40—56,66	22,07—38,40	0,78—4,87	26,44—42,00	77,80—82,64	28,03—49,34	47
	Iб		16,46—22,93	30,96—46,36	28,29—50,00	1,68—3,62	30,35—41,19	74,65—77,87	37,86—49,10	7
	II	Гарцбургиты	40,33—57,60	14,88—27,81	23,98—34,40	1,13—7,20	27,18—38,40	38,40—50,35	49,67—89,58	13
	III	Гарцбургиты в зоне сопряжения с трактолитами	57,46	3,23	37,30	2,01	39,31	40,53	92,04	1
Маяри-Баракоа	I	Дунит-гарцбургитовый полосчатый комплекс	22,18—29,64	32,53—49,42	25,68—37,32	2,63—3,22	28,40—40,52	67,28—75,10	34,20—53,42	4
	II	Гарцбургиты	46,04—53,98	17,30—21,13	22,66—27,93	2,77—6,08	25,43—35,55	43,25—47,88	51,16—61,75	4
Камагуэй	II	Гарцбургиты	54,19—58,05	12,84—14,41	26,36—27,99	3,07—4,10	29,47—32,09	38,88—41,71	64,66—67,91	3
	III	Гарцбургит-трактолиты	72,40—79,86	0,00	16,67—25,04	2,56—3,47	20,14—27,60	16,67—25,04	100	2
Ключевской	I	Дуниты	14,88—21,87	34,88—41,55	29,62—44,66	4,37—6,96	36,31—50,74	71,17—79,04	40,45—56,50	4
	II	Гарцбургиты	39,20—45,07	18,76—28,79	22,73—32,30	3,87—9,28	32,01—36,17	51,06—51,86	44,12—43,26	2
Южный Крака	I	Дунит-гарцбургиты	17,28—33,00	24,85—87,45	38,82—53,35	0,20—3,29	35,62—55,72	60,35—79,01	50,15—70,59	10
Сарановский	II	Гарцбургиты	32,94—35,92	20,78—28,10	30,23—36,49	6,14—8,90	37,79—44,18	55,87—59,37	51,83—63,48	9

Дисперсия в содержании магния также незначительна. Наблюдается несколько большая магнезиальность хромшпинелидов II горизонта.

	I горизонт	II горизонт
Кемпирсайский	12—16	14—17
Маяри-Баракоа	20—15	14—17
Ключевской	10—14	14—15

Таким образом, при сравнении железистости и магнезиальности хромшпинелидов, слагающих месторождения разных горизонтов, более магнезиальными оказываются руды глиноземистого типа. Такое сравнение послужило основанием для вывода С. В. Москалевой о родстве Fe и Cr и антагонизме Cr и Mg.

Проведенное нами изучение особенностей состава рудообразующих хромшпинелидов юго-восточной части Кемпирсайского плутона (1968) показало противоположные тенденции в соотношении Cr и Mg, что было показано на соотношении коэффициента магнезиальности хромшпинелидов ($MgO : FeO$ мол.%) с содержанием Cr_2O_3 . Было установлено, что в густовкрапленных рудах крупных рудных тел со средним содержанием Cr_2O_3 — 62,90 вес.%, в хромшпинелиде, коэффициент магнезиальности составляет 2,3; а в редко- и средне-вкрапленных — 1,9; в мелких месторождениях и рудопроявлениях — 1,66 при Cr_2O_3 в 60%, а в аксессуарных хромшпинелидах коэффициент магнезиальности снижается до 1,48—0,98.

Приведенные данные свидетельствуют о резком возрастании магнезиальности хромшпинелидов с возрастанием степени их концентрации. При этом происходит и некоторое увеличение содержания хрома в самом хромшпинелиде.

Итак, при сравнении рудных полей с резко различным составом хромшпинелидов выявляется, что наибольшая магнезиальность свойственна рудам низкохромистым, а при рассмотрении соотношения железа и магния в хромшпинелидах каждого отдельного рудного поля, где вариации в содержании Al_2O_3 и Cr_2O_3 незначительны, оказывается, что максимальная хромистость свойственна максимально магнезиальным хромшпинелидам в крупных рудных телах. Хромистость и особенно магнезиальность снижаются по мере разубоживания руд.

Причиной такого видимого противоречия является то, что магнезиальность хромшпинелидов определяется двумя факторами. С одной стороны, преимущественными связями Al с Mg, а с другой — варьирующей степенью связи Cr с Mg, находящейся в зависимости от концентрации хрома в исходном расплаве.

Следствием этого является резкое возрастание магнезиальности хромшпинелидов при значительном возрастании содержания Al_2O_3 в шпинелидах гарцбургитового горизонта массивов. Вторая тенденция отчетливо проявляется при незначительных вари-

ациях содержания алюминия, что мы видим на примере Главного рудного поля Кемпирсайского массива.

Чтобы рассмотреть зависимость магнезиальности — железистости хромшпинелидов от содержания в нем хрома и концентрации хрома в силикатном или рудно-силикатном расплаве, мы прибегли к неоднократно применявшемуся ранее пересчету данных химического анализа на условный молекулярный состав (Стивенс, 1932; Бетехтин, 1973; Зимин, 1965 и др.). Молекулярные группировки выделены условно, поскольку структурными единицами в хромшпинелиде являются ионы, а не обособленные молекулярные группы. Однако выделение молекулярных групп отражает определенное количественное соотношение разновалентных ионов, основанное на физическом сродстве отдельных ионов, которое определяется их различными энергетическими характеристиками.

Табл. 32 содержит данные о некоторых энергетических свойствах шпинелеобразующих катионов и показывает их энергетическую неэквивалентность и сродство Mg с Al и Fe^{2+} с Fe^{3+} .

Однако состав хромшпинелидов определяется не только геохимическими свойствами элементов, но и концентрацией элементов в расплаве. В частности, соотношение хрома с железом и магнием зависят от концентрации хрома в расплаве. Об этом четко свидетельствуют данные о химическом составе хромшпинелидов Кемпирсайского плутона.

Для характеристики химического состава посредством молекулярных эквивалентов были вычислены условный молекулярный состав и молекулы шпинели ($MgAl_2O_4$), магнезиального хромита ($MgCr_2O_4$), железистого хромита ($FeCr_2O_4$) и магнетита ($FeFe_2O_4$). Вычислены также некоторые дополнительные характеристики состава такие как железистость и хромистость

$$f = \frac{FeO \cdot 100}{FeO + MgO} \text{ и}$$

$$\varphi = \frac{Cr_2O_3 \cdot 100}{Cr_2O_3 + Al_2O_3 + Fe_2O_3}.$$

При этом железистость численно равна сумме молекул, содержащих закисное железо $FeCr_2O_4 + FeFe_2O_4$, хромистость — сумме хромсодержащих молекул $MgCr_2O_4 + FeCr_2O_4$, а глиноземистость $\frac{Al_2O_3 \cdot 100}{Al_2O_3 + Cr_2O_3 + Fe_2O_3}$ равна содержанию шпинелевой молекулы.

Для рассмотрения связей хрома с железом и магнием вычислен показатель железистости хромсодержащих молекул:

$$f_{Cr} = \frac{FeCr_2O_4}{FeCr_2O_4 + MgCr_2O_4}.$$

Таблица 32

Характеристика некоторых элементов основных магм
(по Бацанову, 1962)

Катион	Радиус иона, А	Электроотрицательность	Степень ионности связей с кислородом	Температура плавления окисла
Al	0,57	1,5	46	2700
Cr	0,64	1,6	43	2265
Fe ³⁺	0,67	1,8	38	1565
Mg	0,74	1,2	57	2640
Fe ²⁺	0,80	1,7	40	1360

Сопоставление названных величин облегчает выявление взаимозависимости вхождения компонентов в состав хромшпинелида, их количественных соотношений и закономерностей в изменении этих соотношений.

Пользуясь этими величинами легче выявляются различия в характере оруденения развитого в одних и тех же руднопетрографических комплексах разных массивов.

Выше мы выделили группы руд с высокохромистыми и высокоглинистыми шпинелидами.

Величины глиноземистости и хромистости в шпинелидах I группы в отдельных массивах варьируют в пределах 7—8%. Исключение составляет массив Южный Крака (16—19 мол. %). При этом различия в глиноземистости обозначаются четче.

	MgAl ₂ O ₄	MgFeCr ₂ O ₄
Кемпирсайский	14—23	74—83
Ключевской	15—22	71—79
Маяри-Баракоа	22—29	67—75
Южный Крака	17—33	60—79

В группе низкохромистых руд глиноземистость и хромистость меняется на 6—12%.

По общей железистости (*f*) хромшпинелиды сближаются как внутри групп, так и между группами. В целом несколько более железисты высокохромистые хромшпинелиды, особенно в массивах Южный Крака и Ключевском:

	I горизонт	II горизонт	III горизонт
Кемпирсайский	26—42	27—38	39
Маяри-Баракоа	28—40	26—35	—
Камагуэй	—	29—32	20—27
Ключевской	36—50	32—36	—
Южный Крака	35—56	—	—

Значительно контрастнее проявлены вариации железистости хромсодержащих молекул. В наиболее изученном Кемпирсайском массиве при вариациях общей железистости 26—42%, железистость хромсодержащих молекул варьирует от 28 до 97.

Так, в крупных рудных телах Главного рудного поля f_{Cr} составляет 28—49, а в мелких рудных телах 38—49. В аксессуарных хромшпинелидах дунитов 47—73, энстатитовых дунитов 76—78, а перидотитов 75—95.

В других рудных полях массива, залегающих в преобладающих перидотитах, f_{Cr} составляет в рудообразующих хромшпинелидах 50—90, аксессуарных из дунитов 83—98, аксессуарных из перидотитов 89—95, троктолитов — 97.

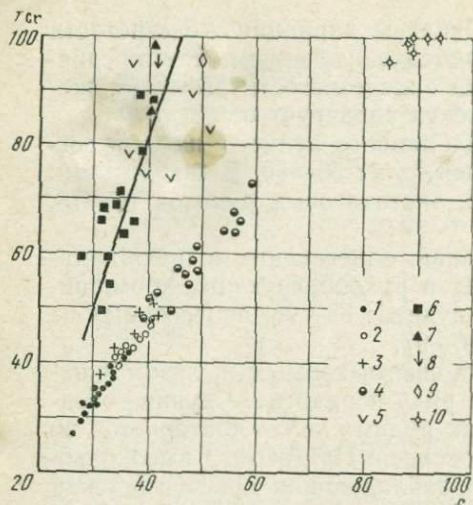
Эта же тенденция уменьшения связей хрома с железом и нарастания его связей с магнием в ряду перидотит — дунит — бедная руда — богатая руда крупных рудных тел — повторяется во всех рудных полях изученных массивов. При этом в высокохромистых рудах, развитых среди преобладающих дунитов f_{Cr} , как правило, менее 50, а в рудах гарцбургитового горизонта 50 и более:

	I горизонт	II горизонт	III горизонт
Кемпирсай, крупные рудные тела	28—49	—	—
мелкие	37—49	50—90	92
Маяри-Баракоа	34—53	51—62	—
Камагуэй	—	65—68	100
Ключевской	40—56	44—63	—
Южный Крака	50—71	—	—

Таким образом, руды месторождений, кристаллизовавшихся из рудно-силикатных расплавов глубоких горизонтов, отличаются высокой хромистостью хромшпинелидов и варьирующими значениями железистости хромсодержащих молекул. Рудообразующие хромшпинелиды из густовкрапленных руд наиболее крупных рудных тел характеризуются не только высокой хромистостью, но и низкими значениями показателя f_{Cr} (28—40). В меньших по масштабам рудных телах из рудных полей, где наряду с мелкими присутствуют тела крупных по запасам руд, значения показателя f_{Cr} возрастает до 40—50. При этом, как правило, несколько понижается и хромистость. Хромшпинелиды с показателем f_{Cr} более 50 обычно принадлежат к телам небольшим по запасам, либо к рудам убоговкрапленного типа.

Поскольку масштабы оруденения находят отражение в соотношении железа и магния в хромсодержащих молекулах, величина f_{Cr} может рассматриваться как показатель локальной концентрации хромового вещества.

Этот показатель может быть использован для оценки масштабности оруденения, если руда обнаруживается в развалах,



Фиг. 36. Диаграмма соотношения железистости хромсодержащих молекул (f_{Cr}) и общей железистости хромшпинелидов (f), кристаллизовавшихся в породах и рудах дунит-гарцбургитового и собственно гарцбургитового горизонтов Кемпирсайского плутона и в метеоритах

Дунит-гарцбургитовый горизонт:

- 1 — густовкрапленные руды крупных рудных тел;
- 2 — бедновкрапленные руды крупных тел;
- 3 — руды мелких рудных тел, сопутствующих крупным;
- 4 — дуниты;
- 5 — гарцбургиты.

Гарцбургитовый горизонт:

- 6 — руды;
- 7 — дуниты;
- 8 — гарцбургиты;
- 9 — троктолиты;
- 10 — метеориты

вскрыта скважинами, либо в других случаях, когда оценка перспективных размеров оруденения затруднена.

Общая железистость и магнизиальность хромшпинелидов рассмотренные вне связи с содержанием хрома и алюминия не отражают степени концентрации хромшпинелидов.

В этой связи заслуживает внимания, что аксессуарные хромшпинелиды из каменных метеоритов (табл. 33) согласно пересчету анализов, приведенных Банчем (Bunch, 1967), характеризуются высокой хромистостью ($\varphi=76-80$) и очень высоким показателем железистости хромсодержащих молекул ($f_{Cr}=95-100$). Сравнение их с хромшпинелидами богатых руд показывает, что хромшпинелиды метеоритов и руд наиболее значительных месторождений Кемпирсайского массива занимают крайнее положение на диаграмме зависимости f_{Cr} от f (фиг. 36).

Возможно, в этом факте находит отражение степень концентрации хрома, обособившегося в дифференцированном веществе верхней мантии, т. е. степень концентрации от рассеянной вкрапленности в «исходном метеоритном» веществе до крупных рудных скоплений.

Изложенный материал дает основание для вывода о том, что каждой петрографической разновидности пород, слагающих ультраосновной массив, присущ свой химический состав породообразующих минералов.

Состав породообразующих оливинов и пироксенов, а также аксессуарных и рудообразующих хромшпинелидов закономерно изменяется с изменением кремнекислотности пород.

Изменения состава оливинов проявляются в основном в изменении железистости. Содержание фаялитового компонента

возрастает в ряду хромитовая руда — дунит — пироксеновый дунит — гарцбургит — лерцолит — троктолит — оливиновое габбро от 2 до 23%.

В ромбических пироксенах отмечается увеличение содержания алюминия с переходом от гарцбургитов к лерцолитам.

В крупных дифференцированных массивах перидотитовой формации наблюдается закономерное размещение петрографических фаций, в результате чего возникает вертикальная (массив Южный Крака) или асимметричная зональность (массивы Кемперсай, Маяри-Баракоа, Ключевской). При этом кремнекислотность комплексов пород нарастает с удалением от магмоподводящих каналов. Зональность эта подчеркивается и закономерно изменяющимся составом минералов, т. е. устанавливается скрытая зональность, обусловленная составом породообразующих минералов.

Поскольку состав породообразующих минералов определялся в основном составом исходных силикатных расплавов, то в случае проявления асимметричной зональности предполагается поступление в камеру плутона дифференцированного магматического расплава, фронтальные порции которого были обогащены SiO_2 и Al_2O_3 , а наиболее глубинные, кристаллизовавшиеся вблизи магмоподводящих каналов, отличались магниальностью и значительно более низким содержанием Al_2O_3 .

Хромитовое оруденение пространственно сопряжено с различными петрографическими комплексами, отличается качеством руд, определяемым составом рудообразующих хромшпинелидов, и отражает состав вмещающих пород.

Оруденение, сопряженное с преобладающими дунитами, содержит высокохромистые хромшпинелиды. Хромшпинелиды из рудных тел, залегающих в гарцбургитах, высокоглиноземисты. В рудных телах, размещающихся в зоне сопряжения гарцбургитов и троктолитов, хромшпинелиды содержат максимальное количество глинозема и минимальное — хрома.

Повышенная концентрация Al в расплаве, из которого кристаллизовались гарцбургиты, и накопление глинозема в остаточном окисном расплаве определяет высокое содержание глинозема в аксессуарных и рудообразующих хромшпинелидах.

Высокая хромистость хромшпинелидов глубоких горизонтов является следствием небольшого содержания алюминия в исходном силикатном расплаве. Хотя алюминий и накапливается в рудно-силикатном расплаве по сравнению с материнским силикатным, содержание Al_2O_3 в хромшпинелидах составляет всего 6—14, редко 16 вес. %.

Аксессуарные и рудообразующие хромшпинелиды, генетически и пространственно связанные с определенными петрографическими комплексами пород, характеризуются определенными соотношениями шпинелеобразующих окислов (см. фиг. 36), но в каждом из комплексов проявляется зависимость общей желези-

Таблица 33

Химический состав аксессуарных хромшпинелидов из каменных метеоритов.
По данным Банча и др. (Bunch et al., 1967)

№ группы	H ₅	H ₆	L ₅	L ₃	LL ₅	LL ₆
Число анализов	28	11	12	21	8	15
Cr ₂ O ₃	56,7	57,2	56,2	56,1	54,6	54,3
Al ₂ O ₃	5,9	5,8	5,1	5,4	6,1	5,5
V ₂ O ₅	0,68	0,69	0,72	0,73	0,76	0,71
TiO ₂	2,27	2,47	2,78	2,82	2,49	3,61
FeO	31,3	30,8	33,2	32,9	34,4	34,6
MnO	2,51	3,00	2,21	1,91	1,76	1,55
MgO	0,99	0,81	0,81	0,72	0,66	0,62
Сумма	100,35	100,77	101,02	100,58	100,77	100,89
Число катионов на 32 O						
Fe ²⁺	6,72	6,55	6,87	7,02	7,09	7,19
Mg	1,04	1,26	0,93	0,81	0,75	0,66
Mn	0,24	0,18	0,20	0,17	0,16	0,15
Cr	12,71	12,76	12,64	12,67	12,31	12,24
Al	2,00	1,92	1,68	1,81	2,05	1,85
V	0,15	0,16	0,16	0,17	0,17	0,16
Ti	0,49	0,52	0,59	0,61	0,53	6,77
Fe ³⁺	0,70	0,71	1,05	0,82	1,12	1,06
Сумма катионов	24,08	24,06	24,12	24,08	24,18	24,10
Вычисленное содержание Fe ₂ O ₃	0,99	0,67	1,96	1,06	2,79	1,25
<i>f</i>	79,44	79,75	79,00	79,19	76,94	76,50
<i>f</i>	87,00	84,25	88,37	83,88	90,63	91,75
<i>f</i> _{Cr}	99,37	95,30	98,56	100	100	100

стости хромшпинелидов и особенно железистости хромсодержащих молекул от масштаба накопления хромового вещества.

Связь хрома с магнием больше (а с железом меньше) в рудообразующих хромшпинелидах по сравнению с аксессуарными, в хромшпинелидах густовкрапленных руд по сравнению с бедновкрапленными, а в рудах крупных рудных тел по сравнению с небольшими рудными телами.

Наибольшая связь хрома с магнием проявляется в крупных рудных телах. Поэтому показатель железистости хромсодержащих молекул (*f*_{Cr}) может служить показателем масштаба ору-денения.

Таблица 34

Содержание Fe_2SiO_4 в оливинах и FeO , Fe_2O_3 в хромшпинелидах из пород различных петрографических формаций

Формация	Состав оливина по содержанию Fe_2SiO_4 (%)	Содержание FeO и Fe_2O_3^1 в хромшпинелидах (вес.%)
Перидотитовая	3—40	12,0—18,0 0—5,0
Пироксенит-дунитовая	6—20	15,0—19,0 14,0—38,0
Кимберлитовая	3—49	19,0—22,5 0—3,0
Гарцбургит-ортопироксенит-норитовая	30—50	24,5—29,0 7,0—9,0
Пикрит-долеритовая	17—25	28,0—31,0 14,5—16,0
Метеориты	17—31	29,0—36,0 0—5

¹ Первая строка — FeO ; вторая — Fe_2O_3 .

Интересно сопоставить составы оливинов и хромшпинелидов в породах других ультраосновных формаций по содержанию в них железа.

Среди массивов ультраосновных пород платформенных и геосинклинальных областей выделяется ряд петрографических формаций, породы которых содержат то или иное количество акцессорных или рудообразующих хромшпинелидов.

В геосинклинальных областях четко выделяются перидотитовая хромитоносная и пироксенит-дунитовая — платиноносная формации.

На платформах и щитах локализуются — кимберлитовая (алмазоносная), пикрит-долеритовая (сульфидоносная), гарцбургит-ортопироксенит-норитовая (Бушвельдский полиметалльный комплекс) формации.

Из неземных образований можно назвать каменные метеориты, в которых также совместно находятся оливин и хромшпинелид.

Наиболее характерные черты состава оливина и хромшпинелидов из пород перечисленных формаций приведены в табл. 34.

Содержание фаялитового компонента в оливинах перидотитовой формации находится в пределах от 2 до 11, в пироксенит-дунитовой — от 6 до 20, в кимберлитовой — от 3 до 19, в пикрит-долеритовой — от 17 до 25, в гарцбургит ортопироксенит-норитовой — от 10 до 50, а в каменных метеоритах от 17 до 31%.

Из табл. 33 видно, что содержание железа (FeO и Fe_2O_3) в хромшпинелидах из пород перидотитовой формации наименьшее. С переходом к другим формациям оно повышается параллельно с повышением железистости оливинов.

Сопоставление приведенных данных позволяет установить ясно выраженную закономерность, которая сводится к тому, что чем больше железа входит в оливин той или иной породы, тем более железистым является сосуществующий с ним хромшпинелид. Эта общая межформационная зависимость особенностей состава хромшпинелидов от состава оливина той или иной породы проявляется и внутри каждой формации.

При межформационном анализе выявляется также тенденция увеличения железистости оливинов и хромшпинелидов с возрастанием общей кремнекислотности комплексов пород, слагающих интрузивы разных формаций, и тенденция к закономерному распределению железа между оливином и хромшпинелидами.

Ограниченность аналитических данных по соответствующим парам минералов не позволяет провести анализ для каждой из названных формаций. Но можно указать, что, например, для дунитов платиноносной формации с железистостью оливина 7—9% характерны менее железистые хромшпинелиды, а для верлитов с железистостью оливинитов 15—18% — наиболее железистые.

Что же касается метеоритов, то по данным Банча, определившего с помощью электронного зондирования состав хромшпинелидов и сосуществующих с ними оливинов в 85 образцах из трех групп метеоритов, четко устанавливается прямая линейная зависимость их железистости, как между группами, так и внутри каждой из групп.

Закономерности формирования и размещения хромитовых месторождений в ультраосновных массивах геосинклинальных областей

НЕКОТОРЫЕ ОБОБЩЕНИЯ ФАКТИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Изложенный в предыдущих разделах фактический материал по хромитоносным массивам Урала и Кубы и выводы по нему, а также материал, приведенный в обзоре представлений о генезисе хромитовых месторождений и ультраосновных пород складчатых областей позволяет сделать обобщение по ряду положений, которые должны быть привлечены для рассмотрения процессов формирования хромитов.

1. Хромитовые месторождения известны как на платформах, так и в геосинклинальных областях. В зависимости от нахождения их в одних или других условиях, т. е. в зависимости от различного тектонического положения, различается их химический, минеральный состав, морфология рудных тел и принадлежность к петрографической формации или субформации.

2. Хромитоносные массивы ультраосновных пород приурочены к зонам глубинных разломов. В геосинклинальных областях глубинные разломы бывают разных масштабов, и возможно, разной глубины заложения. Различаются региональные разломы, отделяющие тектонические структуры первого порядка (эвгеосинклинали, миогеосинклинали и др.), и разломы, размещающиеся внутри или на крыльях таких структур. Выделяются также длительно и относительно коротко живущие разломы (Соколов, 1970). В зависимости от характера разломов, являющихся подводными каналами для интрузивов, происходит различное по объему и, вероятно, по составу поступление порций масс магматического расплава. С «долгоживущими» разломами связаны значительные по масштабам и более дифференцированные интрузивы. В «короткоживущие» разломы поступают порции магмы относительно более однородного состава. Массивы, приуроченные к таким разломам, по размеру уступают первым.

3. Из всех известных петрографических формаций и субформаций, содержащих ультрабазиты, хромитоносными являются:

а) перидотит-ортопироксенит-норитовая — на платформах и щитах;

б) перидотитовая, в которой по наличию и количественному соотношению входящих в интрузив пород, выделяются следующие субформации: гарцбургитовая, дунит-гарцбургитовая, ду-

нит-троктолит-гарцбургитовая, дунит-лерцолит-гарцбургитовая и пироксенит-гарцбургитовая;

в) габбро-норит-гарцбургитовая.

Перидотитовая формация и габбро-норит-гарцбургитовая развиты в геосинклинальных областях.

4. В непромышленных концентрациях хромшпинелиды известны в следующих формациях: дунит-клинопироксенитовой (платиноносной), пикрит-диабазовой (пикрит-долеритовой — сульфидоносной с металлами группы платины), кимберлитовой (алмазоносной) и дунит-клинопироксенит-ийолитовой (редкометальной).

5. Совместное нахождение в пределах одного интрузивного тела месторождений хрома, железа и титана, платины, сульфидов никеля и меди известно только в платформенных условиях, где эти месторождения связаны с перидотит-ортопироксенит-норитовой формацией. В геосинклинальных областях месторождения хромитов связаны с интрузивами, в которых отсутствуют промышленные месторождения вышеперечисленных металлов. Эта особенность указывает на различную дифференциацию вещества мантии еще в подкоровых условиях. Можно представить, что такая дифференциация идет по двум направлениям: а) мантийное вещество разделилось на ультраосновной магматический расплав с главной концентрацией в нем хрома и более кислый — базальтовый расплав, в котором сконцентрировались титан, железо, платина, медь и другие элементы (в земную кору обособленные ультраосновной и основной расплавы поступали отдельно); б) существенного разделения мантийного субстрата не произошло — все указанные элементы находились в общем магматическом расплаве, интродуировавшем в земную кору, и здесь раздифференцировались.

6. Формы интрузивных тел находятся в зависимости от тектонических структур вмещающих отложений. Различаются несколько морфологических типов интрузивов — факолиты, лакколиты, силы, пластообразные интрузивные залежи.

Для хромитоносных массивов не характерны дайковые тела.

7. Намечается различная глубина становления интрузивов — меньшая на платформах и щитах и большая в геосинклинальных областях. В условиях платформ и щитов становление интрузивов происходит в более спокойной обстановке в сравнении с условиями кристаллизации интрузивов в геосинклинальных областях.

8. В промышленно-хромитоносных геосинклинальных формациях (и субформациях) рудные скопления в главной своей части кристаллизуются позже основной массы ультраосновных пород, слагающих интрузив.

9. В промышленно-хромитоносной платформенной формации (гарцбургит-ортопироксенит-норитовой) рудные скопления формируются на ранних стадиях кристаллизации путем сегрегации.

10. Незначительные по масштабам (непромышленные) концен-

трации хромитов в долерит-пикрит-диабазовой платформенной субформации, находятся в тесной пространственной связи с обособлениями сульфидных медно-никелевых руд, содержащих платиноиды.

11. В большинстве геосинклинальных хромитоносных интрузивов наиболее широко развиты гарцбургиты, менее развиты или отсутствуют лерцолиты и верлиты. Дуниты резко подчинены гарцбургитам и только в высокопродуктивных массивах они имеют заметное развитие и находятся в тесной связи с обособлениями руд.

12. В распределении петрографических фаций в геосинклинальных ультраосновных массивах нередко наблюдается вертикальная зональность — более кислые разности основных и ультраосновных пород размещаются в верхних частях массива, а более ультраосновные в глубоких его частях. Иногда в размещении пород наблюдается так называемая асимметричная зональность, когда близ подводящего канала обособляются дуниты и дунит-гарцбургитовый комплекс, а в удалении от него — перидотиты, троктолиты или плагиоклазосодержащие перидотиты.

13. В хромитоносных интрузивах геосинклинальных областей высокоглиноземистые хромитовые руды обычно размещаются в петрографических фациях, расположенных в верхних, либо удаленных от подводящего канала частях интрузива, высокохромистые — в породах более глубоких зон.

14. В ряде интрузивов устанавливается, что более железистые разности оливинов тяготеют к апикальным частям интрузива или к его периферии, а менее железистые и высокомагнезиальные — к более глубоким горизонтам.

15. Хромшпинелиды, так же как и пороодообразующие минералы, имеют свои специфические составы в каждой петрографической формации.

Для каждой породы, входящей в петрографические комплексы того или иного интрузива, пороодообразующий оливин и акцессорный хромшпинелид также имеют свои специфические черты химического состава.

16. В породах дунит-гарцбургитовой собственно гарцбургитовой и дунит-троктолит-гарцбургитовой субформаций, а также в рудах габбро-норит-гарцбургитовой формации четко наблюдается течение, представленное линейным расположением силикатных и рудных зерен или же чередованием уплощенных линз дунитов, перидотитов и рудных обособлений. Мощность рудных и нерудных обособлений весьма различна.

17. Структурно-текстурные особенности ультраосновных пород и руд свидетельствуют о различном ходе их кристаллизации и различных условиях формирования.

Гарцбургиты часто содержат зерна оливинов и пироксенов двух семейств разной крупности. Размер зерен крупного семейства 1—5 мм, мелкого — доли мм. Иногда это выражено порфиоро-

видностью породы, часто затушеванной серпентинизацией. Порядок выделения минералов в обоих семействах одинаков: оливин — пироксен (ромбический) — аксессуарный хромшпинелид, завершающий кристаллизацию.

Лерцолиты. Порядок выделения минералов тот же, что и в гарцбургитах, но после оливина и ромбического пироксена кристаллизуется моноклинный пироксен. Завершает кристаллизацию аксессуарный хромшпинелид.

Дуниты. Оливин кристаллизуется одновременно с аксессуарным хромшпинелидом. Хромшпинелид, хотя и всегда идиоморфный по отношению к оливиному, но размещается на стыках зерен оливина и очень редко включен в оливин.

Гарцбургиты сарановского типа. Отличаются по порядку кристаллизации в сравнении с гарцбургитами перидотитовой формации. Оливин кристаллизуется также первым, но далее выделяется хромшпинелид, а завершает кристаллизацию ромбический пироксен. В малых количествах иногда присутствует и моноклинный пироксен (хлорит), который выделяется совместно с ромбическим пироксеном.

Троктолиты дунит-троктолит-гарцбургитовой субформации. Количественные соотношения оливина и плагиоклаза варьируют от почти чистых плагиоклазитов до почти чистых дунитов. Хромшпинелид аксессуарный включается как в оливин, так и в плагиоклаз, далее выделяется оливин или оливин совместно с плагиоклазом.

Оливиновое и безоливиновое габбро кристаллизуется по обычной долеритовой схеме. В сарановских габброидах, хотя и редко, но встречаются аксессуарные хромшпинелиды, что указывает на непосредственную связь с перидотитами. Отношения хромшпинелидов с породообразующими минералами не ясны.

В гарцбургит-ортопироксенито-норитовой формации (стратиформные интрузии платформ) кристаллизация гарцбургитов и плагиоклазосодержащих гарцбургитов идет в такой последовательности: хромшпинелид-оливин — ромбический пироксен — плагиоклаз.

Хромитовые руды. Текстуры. Хромитовые руды характеризуются исключительно большим разнообразием текстур. Их можно условно разделить по следующим признакам: а) вкрапленные и массивные почти сплошные руды, б) атакситовые и этакситовые руды и в) мелкозернистые с величиной зерен от долей до 1—1,5 мм, средне- и крупнозернистые от 2 до 5 и более миллиметров. В самостоятельную группу могут быть отнесены нодулярные, орбикулярные и пятнистые руды. Структуры. Поскольку хромитовые руды первично в своем большинстве состоят из двух минералов — хромшпинелида и оливина, то структурно в них можно различать ряд сочетаний.

Вкрапленные руды. Идиоморфные зерна хромшпинелидов как бы цементируются такой же величины и более мелкими изометрическими зернами оливина.

Густовкрапленные руды (наиболее характерные промышленные руды в больших скоплениях). Идиоморфные зерна хромшпинелидов цементируются менее крупными зернами оливина, т. е. оливин завершает кристаллизацию. Аллотриоморфные зерна хромшпинелидов и оливинов, указывают, вероятно, на одновременную кристаллизацию.

Массивные почти сплошные руды. Панидиоморфнозернистая структура; оливин завершает кристаллизацию.

Нодулярные руды — каплевидные обособления хромшпинелидов в силикатной (оливиновой) породе. Кристаллизация нодули шла от периферии к центру.

Вкрапленные руды Сарановского и Хабаровинского типа. Оливиновые зерна или их агрегаты изометрической формы окружены мелкими до 1 мм и менее зернами идиоморфного хромита. Зерна хромшпинелидов плотно примыкают друг к другу.

18. Для хромитоносных массивов геосинклинальных областей характерны резко уплощенные шпирь и линзы, вытянуты в одном направлении, часто сгруппированные и кулисообразно заходящие одно по отношению к другому, жилородные тела и реже маломощные жилы. Жильные тела сопровождают шпирь и линзы. Артеритовые выделения представляют собой выполнение массивными и густовкрапленными рудами трещин и полостей в зонах грубого брекчирования вмещающих пород. Для высокоглиноземистых руд иногда характерны караваяобразные мощные, но малопротяженные тела, реже встречаются гнезда с постепенными переходами к вмещающим породам. Для стратиформных интрузий платформ — протяженные маломощные псевдослои.

19. В большинстве случаев контакты рудных тел с вмещающими породами четкие, резкие. Реже в зоне контакта имеются постепенные переходы, но на весьма небольшом интервале. Кроме разреженных рудных зерен в силикатной породе наблюдается уменьшение размера зерен.

20. В строении некоторых отдельных крупных рудных тел намечается зональность, выражающаяся как в размещении текстур руд, так и в изменениях химического состава рудообразующих хромшпинелидов. Периферические части таких тел сложены различной густоты вкрапленными рудами с изменчивой величиной зерен хромшпинелидов. Здесь характерны атакситовые и эвтакситовые, а также нодулярные текстуры руд. Внутренние части этих тел обычно состоят из густовкрапленных и почти массивных руд, размер зерен хромшпинелидов заметно крупнее, а их распределение в руде более равномерное. Рудообразующие хромшпинелиды внешней зоны рудного тела содержат несколько больше закиси железа и окиси алюминия в сравнении с внутренними частями рудного тела, т. е. устанавливается скрытая симметрическая зональность.

21. Рудообразующие хромшпинелиды сложнодифференцированных хромитоносных интрузивов геосинклинальных областей

характеризуются большим разнообразием химического состава.

Колебания в содержании шпинелеобразующих окислов в хромшпинелидах слабодифференцированных интрузивов незначительны.

22. Состав аксессуарных и рудообразующих хромшпинелидов по главным шпинелеобразующим окислам в пределах каждого хромитоносного интрузива различен. В большинстве случаев аксессуарные хромшпинелиды отличаются от рудообразующих несколько повышенным содержанием железа (FeO) и окиси алюминия (Al_2O_3), за счет уменьшения окиси магния и окиси хрома.

23. Содержание малых примесей титана и ванадия в хромшпинелидах пород и руд различных ультраосновных формаций находится в прямой зависимости от их железистости.

Содержание окиси титана в хромшпинелидах дунит-гарцбургитовой и дунит-троктелит-гарцбургитовой хромитоносных субформаций минимальное, обычно около 0,01—0,20%, в хромшпинелидах из пород перидотит-габбро-норитовой субформации (Сарановский массив) повышается до 0,36—1,71%.

В хромшпинелидах из платиноносной дунит-клинопироксенитовой формации содержится 0,25—0,85% окиси титана.

Распределение ванадия подобно распределению титана, но содержание его меньше в сравнении с титаном.

Содержание окиси никеля и кобальта в хромшпинелидах 0,01—0,20. В дунит-гарцбургитовой формации установлено, что в более железистых аксессуарных хромшпинелидах содержание $\text{CoO} > \text{NiO}$, а в рудообразующих — наоборот.

24. Химический состав породообразующих минералов показывает, что кристаллизация пород в интрузивах происходила из расплава различного состава, который вероятно, был гетерогенным и эволюционировал во времени, если учесть эпигенетические отношения между отдельными породами.

Обычно высокая степень серпентинизации ультраосновных пород хромитоносных интрузивов геосинклинальных областей затрудняет непосредственное сопоставление данных анализов химического состава этих пород. Существующие методы пересчета анализов (Заварицкий, Кузнецов, Соболев и др.), а также пересчет на безводное вещество, отражают первичный состав породы весьма приближенно и не освобождают от возможных погрешностей. Наиболее объективные сведения могут быть получены при сопоставлении химического состава породообразующих минералов, в особенности оливина и пироксена. Хорошими индикаторами служат также и составы аксессуарных хромшпинелидов.

Предварительные, пока еще ограниченные, данные показывают, что в геосинклинальных хромитоносных массивах перидотитовой формации содержание фаялитового компонента в оливинах из разных пород и руд различается: оливин из хромитовых

руд содержит минимальное количество фаялитового компонента (1,5—5,0%). Околорудные дуниты и дуниты рудоносных комплексов содержат его несколько больше (5—8%), гарцбургиты — еще больше (7—10%).

Троктолиты и оливиновое габбро из дунит-троктолит-гарцбургитовой субформации содержат фаялитового компонента в оливине в количестве от 8 до 23%.

Для оливинов перидотит-ортопироксенит-норитовой платформенной хромитоносной формации характерно весьма высокое содержание фаялитового компонента ($Fa=10-53$).

25. Рудное вещество поступало в рудоносные зоны интрузивов с некоторых глубин в уже концентрированном виде. Об этом свидетельствует совокупность признаков: форма рудных тел, резкость контактов рудных тел с вмещающими породами, текстуры пород и руд, отражающие перемещение вещества, различные составы акцессорных и рудообразующих хромшпинелидов и оливинов в породах и рудах.

ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВОВ, ПОРОД И ХРОМИТОВЫХ РУД И ПРОЦЕССЫ СТАНОВЛЕНИЯ ИНТРУЗИВОВ И РУДНЫХ ОБОСОБЛЕНИЙ

По существующим представлениям подкорový мантийный субстрат хотя и неоднороден, отвечает промежуточному составу — перидотит-базальт.

Если исходить из гипотезы метеоритного образования Земли, то это вещество ближе всего по составу сопоставимо с каменными метеоритами (Виноградов, 1961). В таком веществе основная часть хрома связана с закисным железом в виде шпинелида состава $FeO Cr_2O_3$.

Формационный анализ интрузивов, содержащих породы ультраосновных комплексов, позволяет предположить, что возможны два способа образования магматических расплавов, возникающих в результате плавления подкорového вещества. В первом случае происходит дифференциация вещества по типу зонной плавки с выделением легкоплавкой составляющей и образованием твердого остатка ультраосновного состава, где главным образом и концентрируется хром в виде шпинелидов. Второй способ предполагает полное плавление мантийного вещества без остатка твердой фазы. В расплав переходит и хром и все другие металлы. В первом случае, процесс дальнейшей направленной дифференциации, после обособления ультраосновного твердого вещества с концентрацией в нем хрома, можно представить в следующем виде. В зонах глубинных разломов, проходящих через твердый субстрат ультраосновного состава, в его локальных участках происходит расплавление с образова-

нием подкорových магматических очагов. В таких подкорových очагах идет дифференциация расплава, приводящая к его гетерогенности еще до начала кристаллизации.

Далее из подкорového магматического очага по зонам глубинных разломов расплав поступает в земную кору и локализуется в камерах, форма которых обусловлена тектоническими структурами региона. Верхняя фронтальная часть подкорového расплава, преимущественно перидотитового и несколько более кислого состава, еще по пути следования по каналу, попадая в иные физико-химические условия, начинает кристаллизоваться. Вжимаясь далее и заполняя камеру плутона, в магматическом расплаве возникает массовая кристаллизация порообразующих минералов. В процессе кристаллизации идет накопление хрома в остаточных рудно-силикатных расплавах. Порции расплава из более глубоких, нижних горизонтов подкорového магматического очага, значительно обогащенные хромом, поступают в подводный канал и далее в формирующуюся камеру плутона, вслед за фронтальными более кислыми порциями расплава. Поступление подкорového магматического расплава в камеру плутона, вероятно, может быть как одноактным, так и многоактным и находится в зависимости от длительности существования глубинного разлома. Можно представить и второй путь формирования подкорového магматического расплава. Допускается, что мантийное вещество, вероятно, в волноводе Гупинберга так же, как и в первом случае проплавляется все целиком. В геосинклинальных областях этот расплав еще в подкорových условиях дифференцируется в жидком состоянии. На платформах и щитах дифференциация магматического расплава идет преимущественно в камере плутона как в жидком состоянии, так и в процессе кристаллизации. Формирование месторождений хромитов, как впрочем и других руд, в таких интрузивах обязательно главным образом кристаллизационной дифференциации при участии сил гравитации.

Для геосинклинальных областей механизм дифференциации в подкорovém очаге подобен или близок описанному выше первому случаю.

Магматический расплав дифференцируется еще в жидком состоянии в глубинных условиях. Возможно, что эта дифференциация идет на той стадии, когда зарождаются «жидкие молекулы». Такие элементы как хром, магний, некоторая часть железа обогащают нижние горизонты камеры, а кальций, некоторая часть магния, алюминий, железо, кремний и титан накапливаются в верхних.

Между верхними и нижними частями магматической колонки в составе имеются постепенные переходы. Такой раздифференцированный магматический расплав поступает по глубинному разлому в земную кору и заполняет камеру плутона. Попадая в новые физико-химические условия, расплав начинает

кристаллизоваться как в подводящем канале, так и в камере плутона, при этом формируются и остаточные рудно-силикатные расплавы.

В природных условиях весьма часто массивы сложены только породами ультраосновного состава — перидотитами и дунитами. Для некоторых из них четко доказывается интрузивная природа контактов с вмещающими породами. Это дает основание допускать, что внедрившиеся породы кристаллизовались из магматического расплава ультраосновного состава. Однако такой магматический расплав мог в значительной мере содержать зерна кристаллизующегося оливина и пироксенов, но быть вполне подвижным.

Рассмотрим, возможно ли допустить образование в подкоровых условиях магматических очагов путем полного плавления мантийного вещества. Для этой цели сопоставим химический и минеральный составы «пиролита», хондрита, перидотита и дунита (табл. 35).

Сравнение данных анализов показывает, что по количеству FeO ультрабазиты беднее «пиролита» и хондрита, но значительно богаче по содержанию магния, а содержание таких окислов, как CaO, Al₂O₃, TiO₂, Na₂O, K₂O в ультрабазитах значительно меньше, чем в хондрите и «пиролите». Таким образом, наблюдаются весьма существенные различия по ряду компонентов.

Интересно сопоставление химического состава минералов, слагающих каменные метеориты, перидотиты и дуниты. В составе оливина из каменных метеоритов по данным Банча (Bunch et al., 1967) содержится 17—31% фаялитового компонента, тогда как в оливинах перидотитов и дунитов из ультрабазитов геосинклинальных областей этого компонента содержится только 6—10%. Ромбические пироксены каменных метеоритов также значительно богаче железом. Особенно наглядны различия в составах хромшпинелидов. По многочисленным определениям химического состава хромшпинелидов в каменных метеоритах, произведенных Банчем (1967), формула их такова (Fe, Mg)O(Cr₂O₃), при этом в элементарной ячейке кристаллической решетки MgO содержится изоморфно с FeO в количестве до одного атома из восьми возможных. Хромшпинелиды из ультрабазитов имеют совершенно иной состав. Формула их (Mg, Fe)O(Cr, Al, Fe)₂O₃, при этом MgO обычно преобладает над FeO, а содержание Al₂O₃ часто очень высокое. Приведенное сравнение показывает, что перидотиты и дуниты (а также и хромитовые руды) не могут рассматриваться как тугоплавкий остаток после плавления хондритов по способу зонной плавки, так как состав слагающих их пороодообразующих минералов и хромшпинелидов резко отличается от минералов каменных метеоритов. Такое различие в составах минералов скорее указывает на полный переход хондритового вещества в расплав и последующую его дифференциацию.

Таблица 35

Химические составы «пиролита», каменного метеорита-хондрита, перидотита и дунита

Окислы	1	2	3	4
	«Пиролит» состав модели (Ринггауд, 1964)	Каменный метеорит-хондрит (Виноградов, 1961—1962)	Перидотит (Малахов, 1966)	Дунит (Малахов, 1966)
SiO ₂	43,03	47,04	42,91	40,03
TiO ₂	0,58	0,14	0,04	0,03
Al ₂ O ₃	3,99	3,03	1,13	0,97
Cr ₂ O ₃	0,42	0,45	0,34	0,44
FeO	8,15	15,40	8,65	9,78
MnO	0,13	0,31	0,13	0,16
MgO	39,32	29,48	45,48	47,82
NiO	0,33	—	0,30	0,32
CoO	0,02	—	0,013	0,02
CaO	2,65	2,41	0,36	0,17
Na ₂ O	0,61	1,21	0,18	0,14
K ₂ O	0,22	0,21	0,04	0,03
P ₂ O ₅	0,08	0,26		
H ₂ O	0,21			
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00

Возможный минеральный состав (%) 1 — оливин, глиноземсодержащий пироксен, шпинель или оливин, малоглиноземистый пироксен и гранат; 2 — оливин с содержанием 20% Fe₂SiO₄ — 44,53, пироксен с содержанием 20% FeSiO₃ — 26,87, полевые шпаты — 11,70, FeS — 6,97, Fe+Ni — 9,68, хромшпинелид состава FeCr₂O₄; 3 — оливин с содержанием 6—8% Fe₂SiO₄ — 80; пироксен с содержанием 4—5% FeSiO₃ — 20, хромшпинелид состава (Mg, Fe, Cr, Al, Fe)₂O₄; 4 — оливин с содержанием 6—8% Fe₂SiO₄ от 88 до 99, хромшпинелид состава (Mg, Fe) (Cr, Al, Fe)₂O₄.

Если бы в земную кору внедрялся ультраосновной материал, соответствующий по составу остатку зонного плавления, химический состав пород ультраосновных массивов и их породообразующих минералов должен был бы быть значительно более железистым.

Рассмотрим теперь как формируются рудные хромитовые залежи в интрузивах, находящихся в геосинклинальных областях.

Как нам представляется, возникновение определенных петрографических комплексов, относимых к различным формациям и субформациям, обусловлено не только различными условиями кристаллизации магматических расплавов, но, в первую очередь, их различным составом. Как отмечалось выше, магмоподводящие каналы имеют различную длительность своего раз-

вития и способны или долгое время пропускать в земную кору расплавы, или замыкаться относительно быстро, «отшнуровать» только какие-то порции дифференцированного магматического расплава. На Урале, например, и в ряде других регионов известны длительно живущие региональные разломы, которые питали разновозрастные интрузивы, и относительно коротко живущие разломы.

В зависимости от того, какие порции или части дифференцированного расплава отчленяются замыкающимися разломами, будет находиться и состав той или иной интрузии, т. е. соотношение пород в петрографическом комплексе.

Массивы перидотитовой формации геосинклинальных областей имеют существенно гарцбургитовый состав, но содержат в переменных количествах дуниты, лерцолиты, верлиты, пироксениты, троктолиты. В зависимости от наличия и количественных соотношений перечисленных пород в слагающих массивы петрографических комплексах выделяются субформации: пироксенит-гарцбургитовая, собственно гарцбургитовая, дунит-лерцолит-гарцбургитовая, дунит-троктолит-гарцбургитовая.

Если отвлечься от промышленной хромитоносности, то можно составить следующий ряд формаций: перидотитовая, дунит-клинопироксенитовая, гарцбургит-габбро-норитовая, гарцбургит-ортопироксенит-норитовая, пикрит-долерит-диабазовая.

При этом каждая последующая формация этого ряда по отношению к предыдущей по составам пород и их количественным соотношениям отличается большей кремнекислотностью и железистостью.

На примере наиболее хромитоносной дунит-троктолит-гарцбургитовой и некоторых других субформаций рассмотрим, как идет процесс формирования интрузивов и локализация в них хромитовых руд.

Дунит-троктолит-гарцбургитовая субформация

По подводющему каналу гетерогенный магматический расплав в своей фронтальной части более кислый, чем в корневой массе, поступает в структуру вмещающих комплексов, в которой уже заложены начальные элементы складчатости. Дальнейшее нагнетание расплава, возможно, с наличием твердой силикатной фазы, при продолжающихся тектонических движениях, формирует тело интрузива. Согласно залегание ультрабазитовых тел с вмещающими породами показывает, что расплав использует их напластование и, раздвигая слои и приспособляясь к структуре вмещающих комплексов, образует тела плутонов в форме лополитов, лакколлитов, факолитов, силлов, моноклинальных пластообразных залежей и др. Фронтальная часть магмы, заполнившая камеру плутона, формирует перидотиты, иногда с некоторым количеством более кислых пород типа троктолитов, пироксенитов и

габро. Массовая кристаллизация расплава идет от контактов с вмещающими породами в глубь камеры.

В перидотитовом расплаве еще по пути его следования по подводящему каналу при начавшейся кристаллизации зарождаются рудно-силикатные расплавы, вероятно, обремененные летучим компонентом. Структурные взаимоотношения минералов в перидотитах показывают, что акцессорные хромшпинелиды завершают кристаллизацию, удерживаясь в расплаве до самых последних стадий.

Рудно-силикатные расплавы, образующие рудные концентрации, кристаллизуются на поздних этапах становления интрузива.

Перемещение кашеобразных масс после кристаллизации вмещающих перидотитов вследствие тектонической мобильности региональной структуры и дальнейшего подпора магматических масс, поступающих снизу по подводящему каналу в камеру плутона, определяет форму рудных обособлений с образованием уплощенных линзообразных и жиллообразных тел. Размещение рудных обособлений подчинено формам кровли плутона или зонам консолидированных перидотитов, т. е. рудные линзы размещаются в ультрабазитах, выполняющих куполовидные брахискладчатые и другие структуры во вмещающих вулканогенно-осадочных породах. Различная степень вкрапленности хромшпинелидов в рудах показывает, что хромитовые скопления формируются из различно концентрированных рудно-силикатных расплавов.

Поступавшие вслед за фронтальными и располагающиеся вблизи магмоподводящих каналов более глубинные части расплава, также в значительной мере насыщенные кристаллическими зернами породообразующих минералов, гетерогенны по составу, но состав этих масс в целом более ультраосновной. С момента начала кристаллизации этой части расплава еще, вероятно, в подводящем канале обособляется рудно-силикатный расплав, который под воздействием тектонических движений может вжиматься в уже или почти закристаллизованные внедренные ранее массы перидотитов. Руды этих горизонтов отличаются по своему составу более высоким содержанием хрома.

Размещение рудных скоплений подчинено также внутреннему строению интрузива, которое находится в зависимости от его формы и размещения петрографических фаций.

Руды кристаллизуются на поздних этапах становления вмещающих ультрабазитов, так как часто наблюдается, что от штирообразных и резко уплощенных рудных линз ответвляются столбообразные жильные тела, секущие вмещающие дуниты и перидотиты.

По описанной схеме формировались крупнейший Кемпирсайский хромитовосный массив на Урале и массив Маяри-Баракоа на Кубе.

Гарцбургитовая субформация

Интрузивы собственно гарцбургитовой субформации, в которых отсутствуют дуниты, формируются так же, как верхние зоны интрузивов дунит-троктолит-гарцбургитовой субформации. Можно предположить, что при их образовании магматический расплав поступал только из верхней части дифференцированного подкорового магматического очага вследствие быстрого и полного замыкания подводящего канала, либо эрозионный срез в таких интрузивах еще не вскрыл петрографические фации глубоких горизонтов. В этом случае более дробное расчленение перидотитовой формации весьма затруднено.

Примером интрузивов, относимых к собственно гарцбургитовой формации, могут служить Верблюжьегорский и Верхне-Уфалейский массивы.

Дунит-клинопироксенитовая (платиноносная) формация

Поскольку породы этой формации обогащены титаном, железом и платиной и не несут промышленных концентраций хромитов следует предположить, что образование ее связано с той частью подкоровой дифференной магматической колонны, которая располагается выше собственно перидотитовых расплавов. Дифференциация такого расплава в жидком состоянии и кристаллизационная дифференциация в камере плутона приводит к образованию главным образом двух пород пироксенитов, размещенных по периферии интрузива и дунитов — располагающихся в ядре.

Перидотит-габбро-норитовая формация

Если обратиться к рассмотрению габбро-норит-гарцбургитовой формации (Сарановский тип), то здесь схема формирования плутона несколько отличается от описанной выше.

Магматический расплав по пути следования по подводящему каналу, вероятно, в жидком состоянии разделился на два слоя — габброидный и перидотитовый. В свою очередь, в перидотитовом расплаве вследствие кристаллизационной дифференциации уже в коровых условиях обособился рудно-силикатный расплав, обогащенный хромом и железом. Такой гетерогенный магматический расплав, с большим количеством в нем твердой фазы, одновременно выполнил камеру интрузива, перидотитовая составляющая при этом заняла нижние придонные части, а габброидная — верхние. Резко вытянутые рудные тела при относительно малой, но весьма постоянной мощности, и четко выраженная полосчатость указывают на движение рудного расплава в момент его кристаллизации, в то время как вмещающие перидотиты были уже значительно консолидированными. Находки хромшпинели-

дов в габброидах, хотя и редкие, указывают на их родство или точнее единство с ультраосновой частью магматического расплава, а отсутствие контактового воздействия и грубая зернистость габброидов и перидотитов в зоне их сочленения свидетельствуют об одновременности внедрения.

Повышенная железистость (и возможно хромистость) расплава перидотитов отразилась на своеобразии последовательности выделения минералов в них. После кристаллизации оливина, который составляет 75—80% объема породы, выделяется акцессорный хромшпинелид, а завершает кристаллизацию ромбический пироксен.

Заканчивая рассмотрение этапов становления интрузивов и локализацию в них хромитовых месторождений, следует отметить, что воспроизведение возможной истории их формирования весьма затруднено вследствие значительных изменений различного рода. Кроме интенсивной серпентинизации ультраосновных пород, нередко в них проявлена заметная постмагматическая (вторичная) пироксенизация, оливинизация, амфиболизация, оталькование и другие изменения, затушевывающие их первичную природу. В некоторых массивах, как, например, Войкар-Сынбинском, Рай-Изе и других интенсивно проявлена перекристаллизация с образованием крупно- и гигантокристаллических оливиновых пород, при этом породы утрачивают свой первичный облик. К весьма значительным изменениям ультраосновных пород и хромитовых месторождений приводят постинтрузивные тектонические нарушения. Зоны разломов расчленяют интрузивы на отдельные блоки, перемещающиеся на различные уровни. Тектонические нарушения образуют зоны расланцевания. Нередко хромитовые рудные тела, попавшие в зоны тектонических нарушений, будинированы, разорваны и перемещены. Все это иногда приводит к неправильным суждениям о морфологии рудных тел, их взаимоотношениях с вмещающими породами и т. д. и, в конечном счете, к ложным представлениям о генезисе хромитовых руд.

ВЫВОДЫ

Проведенное исследование закономерностей формирования и размещения хромитовых месторождений в ультраосновных массивах геосинклинальных областей позволяет сделать следующие основные выводы.

На примере рассмотрения условий образования некоторых ультраосновных массивов в двух геосинклинальных областях восточного и западного полушария установлено, что хромитовые месторождения принадлежат к собственно магматическим образованиям. Продуктивными петрографическими формациями в складчатых областях являются перидотитовая и габбро-норит-гарцбургитовая.

В хромитоносной перидотитовой петрографической формации выделены следующие субформации: гарцбургитовая, дунит-гарцбургитовая, дунит-троктолит-гарцбургитовая, дунит-гарцбургит-лерцолитовая и пироксенит-гарцбургитовая.

Наиболее промышленно хромитоносными из них являются дунит-троктолит-гарцбургитовая и дунит-гарцбургитовая.

Контрастно дифференцированные интрузивы перидотитовой формации содержат хромитовые месторождения с различным химическим составом руд, локализующиеся в породах, отличающихся по петрографическому составу. Крупные месторождения с высокохромистыми рудами связаны с дунит-гарцбургитовым комплексом, размещающимся в интрузивах в области магмоподводящего канала или тяготеющей к нему.

Установлено, что с уменьшением кремнекислотности в ультраосновных породах уменьшается железистость оливинов, являющихся главной составной частью этих пород. Доказано, что с понижением железистости пород понижаются значения железистости, которая по расчету химических анализов хромшпинелидов приходится на хромсодержащие условные молекулы в них. С понижением такой железистости возрастает содержание хрома в шпинелиде и концентрация хромшпинелидов рудного тела.

Таким образом, устанавливается, что накоплению крупных по размеру концентраций хромитов в магматическом расплаве благоприятствует высокая его магнезиальность.

Различный состав пород в интрузиве, при различном химическом составе слагающих их минералов, размещение пород в различных зонах и их перемежаемость указывают на изначальную гетерогенность состава магматического расплава, возникшую, по-видимому, еще в подкоровых условиях, а не в камере интрузива. Рудное вещество при этом поступало в рудоносные зоны интрузива с глубин в уже концентрированном виде. На форму интрузива, его размеры, внутреннее строение и размещение рудоносных зон существенное влияние оказывает геолого-тектоническая структура региона. Большое значение при этом имеет характер глубинного разлома — длительность его развития, глубина заложения, протяженность и т. д., что обуславливает различное по масштабу и составу поступление магматических масс в камеру плутона.

Форма рудных тел хромитовых месторождений определяется перемещением кристаллизующихся гетерогенных масс магматического расплава в камере интрузива, которое вызвано тектоническими напряжениями и подвижками и мобильностью вмещающих пород. Большая мобильность геосинклинальных областей, обусловленная тектоническими движениями в этап становления пород ультраосновных интрузивов, часто приводит к расчленению больших рудных масс на более мелкие и растаскиванию их в рудоносных зонах на значительные расстояния. Особенно характерно такое расчленение рудных масс для петрографических

комплексов, слагающих верхние прикровельные части интрузива. Более выдержанные по мощности и по протяженности рудные тела связаны с более глубокими зонами в интрузиве, в площадях, прилегающих к магмоподводящему каналу. В зависимости от внутреннего строения интрузива и размещения в нем продуктивных хромитоносных зон, оруденение прослеживается на глубины, превышающие тысячу и более метров от поверхности.

Значительные постмагматические изменения ультраосновных пород, выражающиеся не только в региональной их серпентинизации, но и в локальной метасоматической переработке (оливинизация, пироксенизация, амфиболизация и др.), а также иногда интенсивная тектоническая нарушенность пород, представленная зонами дробления, смятия, расланцевания и милонитизации, затрудняет выяснение первичных соотношений пород и руд, что подчас и приводит к неверным генетическим выводам. Этим, возможно, следует объяснять то, что некоторые исследователи делают попытки развивать представления о немагматическом происхождении как ультраосновных пород, так и хромитовых руд.

Предлагаемая концепция магматического образования ультраосновных пород и хромитовых месторождений, опирающаяся на значительный фактический материал, полученный авторами, и на опыт многочисленных исследователей, занимавшихся изучением этой проблемы, наиболее полно охватывает всю совокупность имеющихся данных по происхождению и локализации хромитовых руд. Принятая геологами-практиками эта концепция приносит свои положительные результаты.

ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ I—XVI

Таблица I

Структурные отношения минералов в породах массива Маяри-Баракоа (увел. 3, 5)

1 — серпентинизированный гарцбургит (*a* — оливин, *b* — ромбический пироксен, *в* — лизардит). Месторождение Кайо-Гуан. Шлиф 102-69, с анализатором; 2 — серпентинизированный дунит (*a* — реликты оливина, *b* — акцессорный хромшпинелид, *в* — шиуры лизардита. Месторождение Касимба. Шлиф 30-69, без анализатора; 3 — участок с повышенной акцессорной вкрапленностью хромшпинелидов в серпентинизированном дуните. Месторождение Кайо-Гуан. Шлиф 109-69, без анализатора; 4 — серпентинизированный дунит, хромшпинелиды заключены в хлоритовом агрегате, заместившем моноклинный пироксен, по оливину развивается лизардит. Месторождение Кайо-Гуан, шлиф 105-69, без анализатора

Таблица II

Текстуры руд месторождения Каледония

1 — густо и равномерно вкрапленная зернистая хромитовая руда; 2 — шпильки массивной руды в густовкрапленной зернистой; 3, 4 — крупно- и мелконодулярная руда; 5, 6 — руда с различным содержанием нодулей в силикатном цементе

Таблица III

Текстура руд месторождения Каледония

1 — соотношение руд нодулярного и зернистого сложения; 2, 3 — деформация нодулей с уплощением, согласным с границами перемежаемости текстур и полосчатостью в рудах; 4 — дунитовый прожилок в рудах нодулярного сложения

Таблица IV

Тектурно-структурные особенности руд из месторождений района Моа массива Баяри-Баракоа

1 — густовкрапленная хромитовая руда с директивностью в обособлении силикатов, месторождение Дельта; 2 — блоки массивной руды, сцементированные габбро-пегматитом, месторождение Кайо-Гуан; 3 — пропитывание дробленной руды существенно плагноклазовым цементом, месторождение Курба; 4 — жилородное выделение габбро-пегматита в хромитовой руде, месторождение Дельта; 5 — жила габбро-пегматита в руде (в зальбандах величина зерен пироксена и плагноклаза уменьшается), месторождение Дельта; 6 — оливин в интерстициях рудных зерен густовкрапленной руды месторождения Медьба, шлиф 135-69, без анализатора, увел. 35

Таблица V

Структурные отношения минералов в породах массива Камагуэй (увел. 35)

1 — серпентинизированный гарцбургит (*a* — оливин, *b* — реликты ромбического пироксена, *в* — бастит), месторождение Виктория, шлиф 179-69, без анализатора; 2 — аповерливый серпентинит (*a* — шнуры лизардита, заместившего оливин, *b* — хлорит, развивающийся по моноклинному пироксену, месторождение Аventura, шлиф 195-69, с анализатором; 3 — троктолит (*a* — плагиоклаз, *b* — серпентинизированный оливин), месторождение ла-Нона, шлиф 228-69, с анализатором; 4 — анортозит с округлым зерном акцессорного хромшпинелида, месторождение Виктория, шлиф 227-69, с анализатором; 5 — гранат-хлоритовая порода из останца кровли массива, шлиф 256-69, без анализатора; 6 — везувияновая порода из останца кровли массива, шлиф 251-69, без анализатора

Таблица VI

Некоторые структурные отношения минералов в рудах месторождений массива Камагуэй (увел. 10)

1 — густовкрапленная руда с идиоморфными зернами, месторождение ла-Виктория, шлиф 174-69, без анализатора; 2 — густовкрапленная руда с зернами неправильной формы, месторождение Виктория, шлиф 180-69, без анализатора; 3 — псевдооктаэдрическая нодуля во вкрапленных хромитовых рудах месторождения Гиллермина, шлиф 207-69, без анализатора; 4 — хромитовая руда из дунитового шлора в троктолитах вблизи месторождения Карне-Солтос, шлиф 248-69, без анализатора

Таблица VII

Соотношения минералов в перидотитах и рудах Главного Сарановского месторождения. Штуфы, натур. вел.

1 — грубозернистый пегматоидный апогарцбургитовый серпентинит, обр. 17-68; 2 — вкрапленная атакситовая хромитовая руда с обособлениями разнозернистых перидотитов, обр. 21-68; 3 — вкрапленная среднезернистая хромитовая руда с включением резорбированных обломков перидотита, обр. 2-68

Таблица VIII

Структурные особенности гарцбургитов Сарановского месторождения

1 — участок пегматоидного апогарцбургитового серпентинита, обр. 41-68, без анализатора, увел. 20, карьер месторождения; 2 — апогарцбургитовый серпентинит пойкилитовой структуры, обр. 40-68, с анализатором, увел. 10, карьер месторождения; 3 — апогарцбургитовый серпентинит пойкилитовой структуры, обр. 96-68, без анализатора, увел. 10, шахта, 280 горизонт в 7 м к востоку от Восточного рудного тела; 4 — то же, с анализатором

Таблица IX

Текстуры хромитовых руд Сарановского массива (полированные штуфы, натур. вел.)

1 — сплошная руда с незначительным количеством удлиненных зерен силикатов, обр. 60-68, карьер Биссерского рудника; 2 — густовкрапленная руда с четко выраженной полосчатостью в распределении силикатов (серпентина по оливину), обр. 55-68, карьер Биссерского рудника; 3 — вкрапленная руда псевдосидеронитовой микроструктуры, обр. 23-68, карьер Главного Сарановского месторождения; 4 — убоговкрапленная руда с четко проявленной псевдосидеронитовой макроструктурой, обр. 3-68, карьер Главного Сарановского месторождения; 5 — пятнистая руда с обособлением участков руды мелкозернистой и убоговкрапленной среди почти сплошных и более грубозернистых, обр. 5-69, карьер Главного Сарановского месторождения; 6 — полосчатая руда с перемежающимися полосами массивного и вкрапленного сложения, обр. 59-68, карьер Биссерского рудника

Таблица X

Текстуры руд Сарановского массива

1 — сочетание участков сплошных вкрапленных и убоговкрапленных псевдосидеритовых руд, обр. 25-68, Главное Сарановское месторождение; 2 — перемежаемость полос вкрапленных и пятнистых руд, обр. 26-68, карьере Главного Сарановского месторождения; 3 — перемежаемость полос густо- и убоговкрапленных руд, обр. 61-68, карьер Биссерского рудника; 4 — рудный прожилок в гарцбургитах, у контакта видно отчленение оливковых зерен от гарцбургита и захват их рудным веществом, обр. 7-68, карьер Главного Сарановского месторождения

Таблица XI

Структурные особенности руд Сарановского массива (шлифы, проходящий свет, без анализатора, увел. 10)

1 — очень густовкрапленная хромитовая руда, на микрофото показаны два семейства хромшпинелидов, обр. 5-68; 2 — сплошная хромитовая руда, видны два семейства хромшпинелидов, обр. 84-68; 3 — почти сплошная хромитовая руда с пятнистым обособлением силикатов, мелкое семейство хромшпинелидов локализуется в серпентине по пироксену, обр. 79-68; 4 — очень густовкрапленная хромитовая руда с пятнистым обособлением силикатов, мелкое семейство хромшпинелидов размещено в участках скопления силиката, обр. 22-68

Таблица XII

Структурные особенности руд Сарановского массива (шлифы, проходящий свет, без анализатора, увел. 10)

1 — массивная хромитовая руда с пятнистым обособлением силиката (серпентин по оливину), мелкие зерна хромшпинелидов размещены около зерен силикатов, обр. 58-68; 2 — массивная хромитовая руда с цепочечным распределением силиката (серпентин по оливину), мелкие зерна хромшпинелида обособляются около силиката, обр. 56-68; 3 — бедновкрапленная хромитовая руда, зерна хромшпинелидов, размещаясь между зернами оливина, образуют петельчатость, обр. 27-68; 4 — вкрапленная хромитовая руда петельчатого сложения, силикат представлен оталькованным серпентином, заместившим оливин, обр. 3-68

Таблица XIII

Текстуры хромитовых руд Ключевского массива

1 — густовкрапленная хромитовая руда, месторождение Барсучье, обр. 190-68; 2 — участок густой хромитовой вкрапленности в полосчатых рудах, видна «текстура растаскивания», Ключевской массив, скв. 206, обр. 204; 3 — полосчатая редковкрапленная руда, Ключевской массив, скв. 208, глубина 179 м, обр. 202; 4 — руда струйчато-полосчатого сложения, скв. 208, глубина 117 м, обр. 199

Таблица XIV

Структурные особенности руд Ключевского массива (увел. 30)

1 — совместное нахождение идиоморфных и округлых зерен хромшпинелидов в дуните с повышенной аксессуарной вкрапленностью, скв. 206, глубина 63,5 м, шлиф 203-69, без анализатора; 2 — густовкрапленная хромитовая руда, месторождение Первомайское, шлиф 195-68, с анализатором; 3 — крупнозернистая густовкрапленная хромитовая руда, хромшпинелиды включают мелкие зерна оливина, месторождение Барсучье, шлиф 188-68, без анализатора; 4 — участок разноморфной полосчатой руды, скв. 108, глубина 163 м, шлиф 200-68, без анализатора

Таблица XV

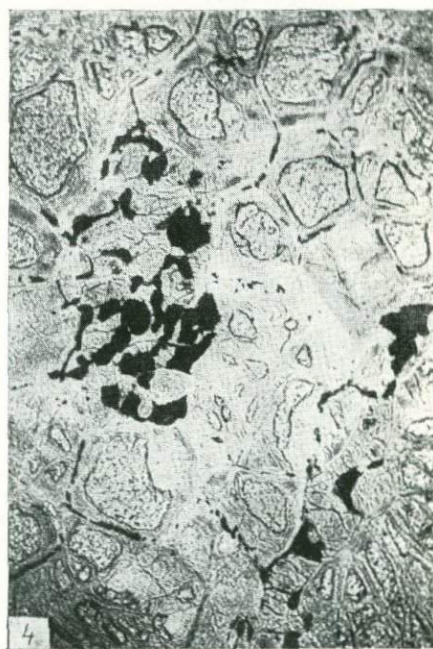
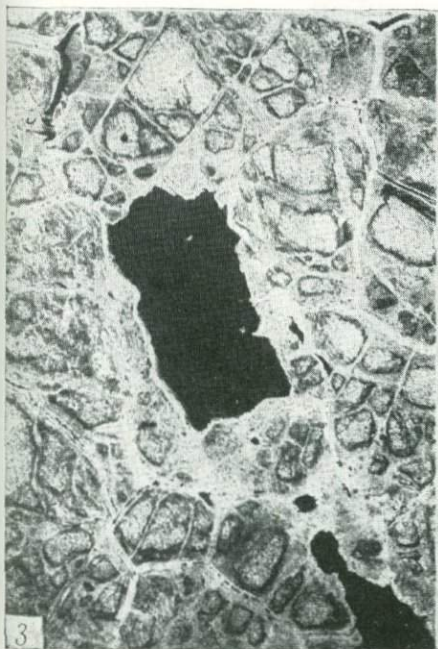
Структурные особенности пород и руд Ключевского массива (шлифы, проходящий свет, с анализатором, увел. 30)

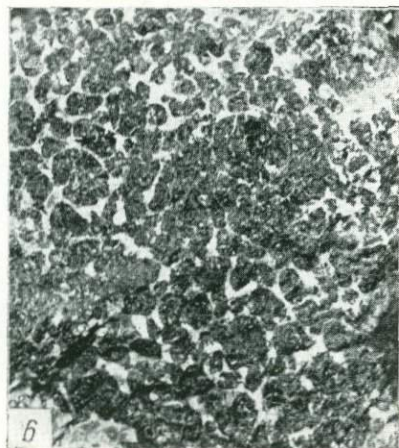
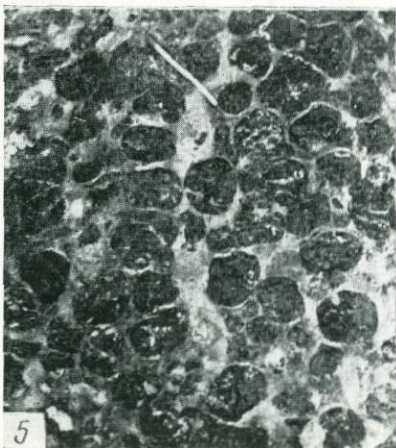
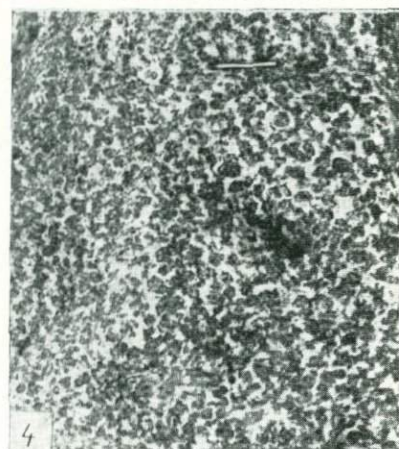
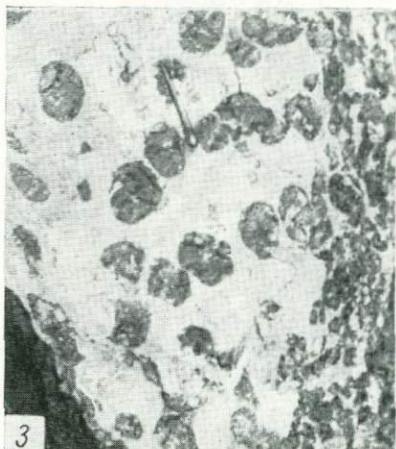
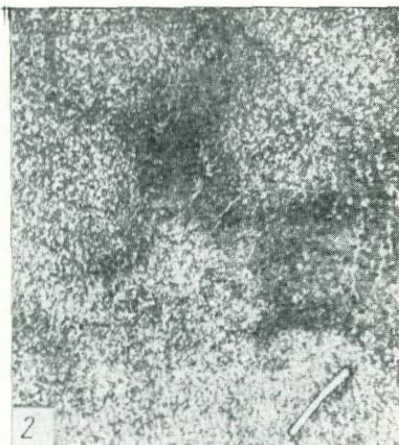
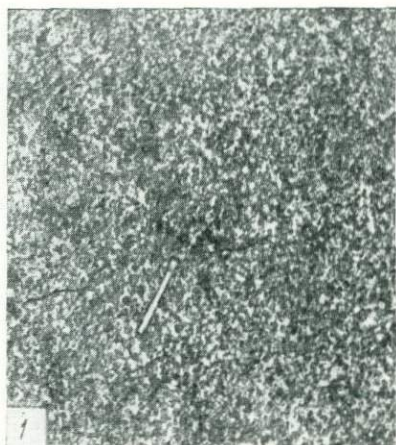
1 — дунит, зерно оливина обнаруживает спайность, Ключевской массив, скв. 208, глубина 163 м, обр. 201-68; 2 — мелкозернистый дунит, Ключевской массив, скв. 30, обр. 108-6; 3 — густовкрапленная хромитовая руда, зерна хромшпинелидов раздроблены, трещина выполнена оливином, Ключевской массив, месторождение Барсучье, обр. 189-68; 4 — густовкрапленная хромитовая руда, крупные оливинные зерна захватывают зерна хромшпинелида, там же, шлиф 189

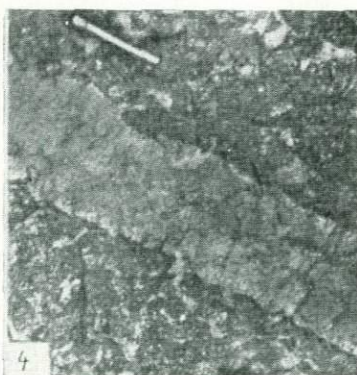
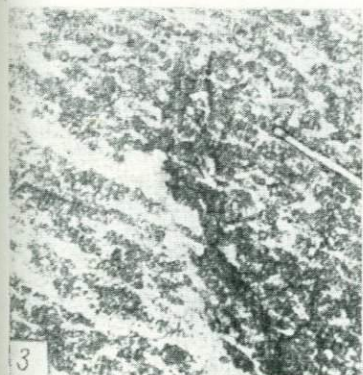
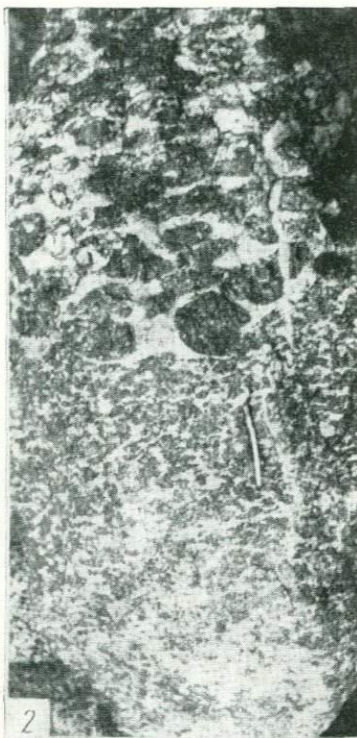
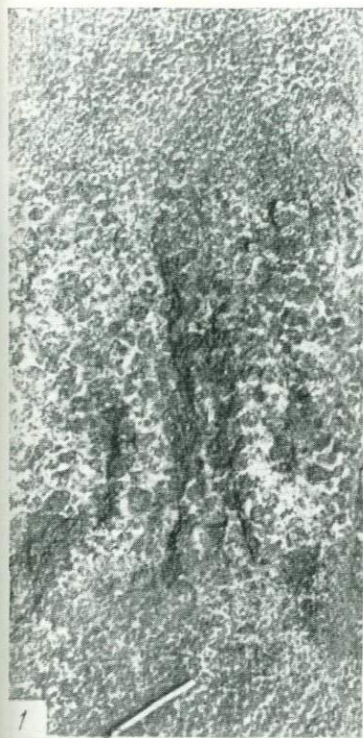
Таблица XVI

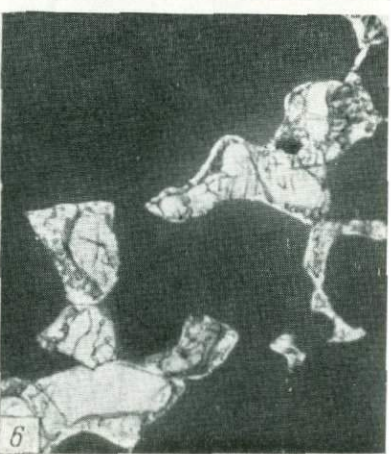
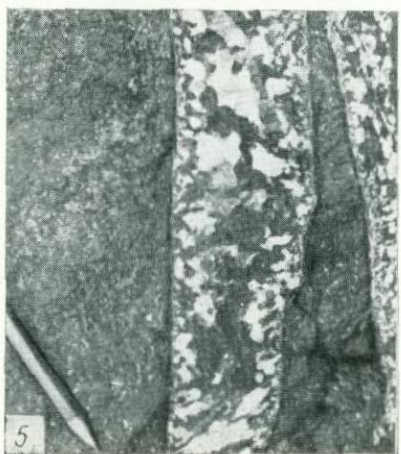
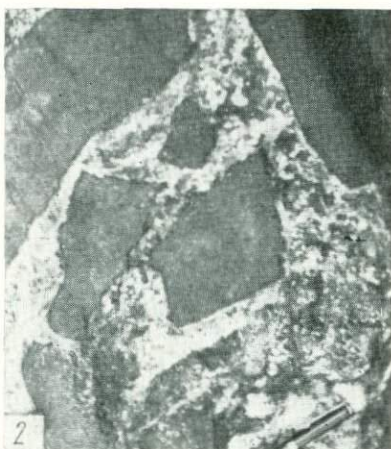
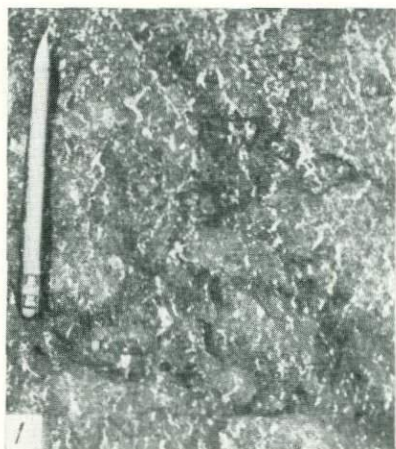
Соотношение артеритовых руд с вмещающими дунитами и гарцбургитами на месторождении Большой Башарт массива Южный Крака (штуфы, натур. вел.)

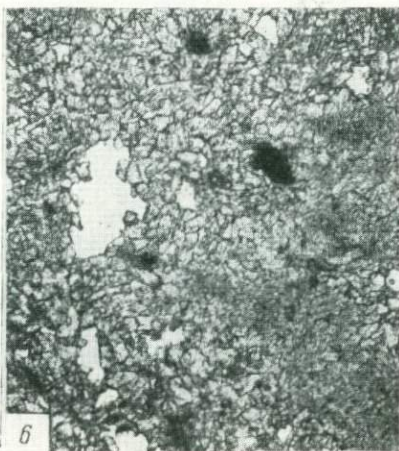
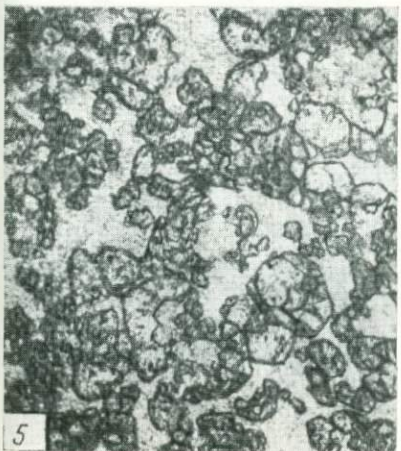
1 — жильные обособления хромитовых руд в дуните, обр. 248; 2 — рудный прожилок в перидотите, обр. 243; 3 — жильные обособления хромитовых руд в дуните, обр. 251; 4 — оторочки оливинизации около рудных жил в гарцбургите, обр. 242

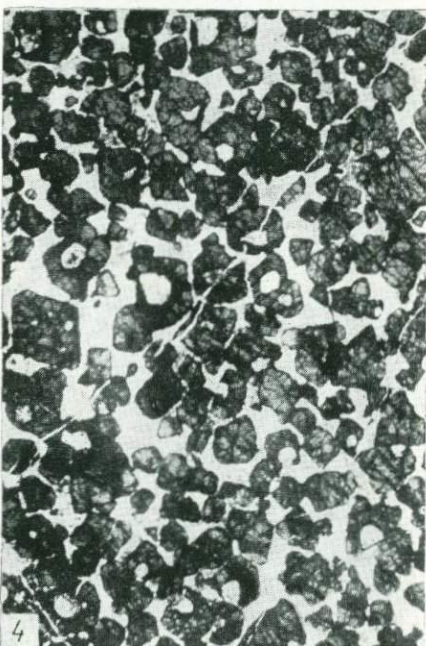
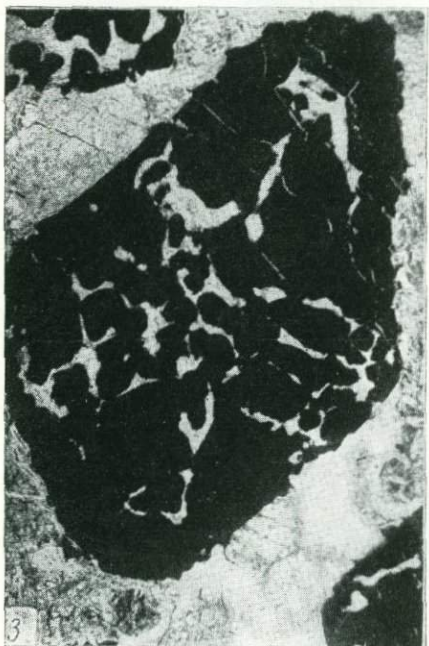


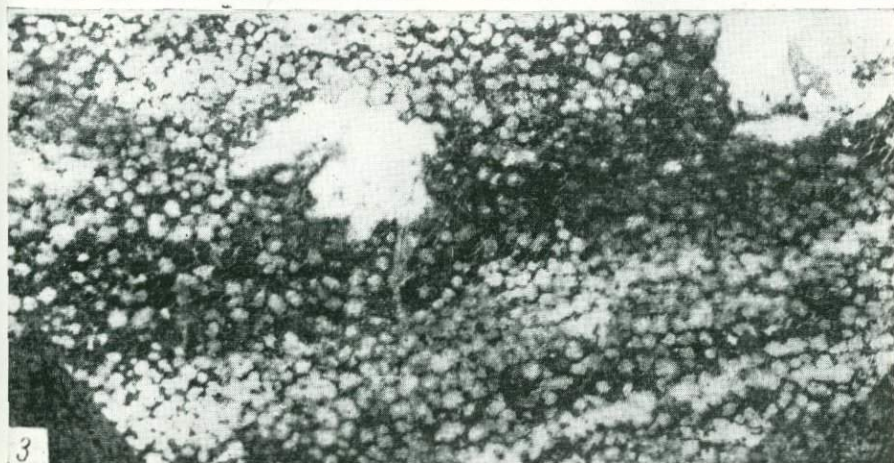
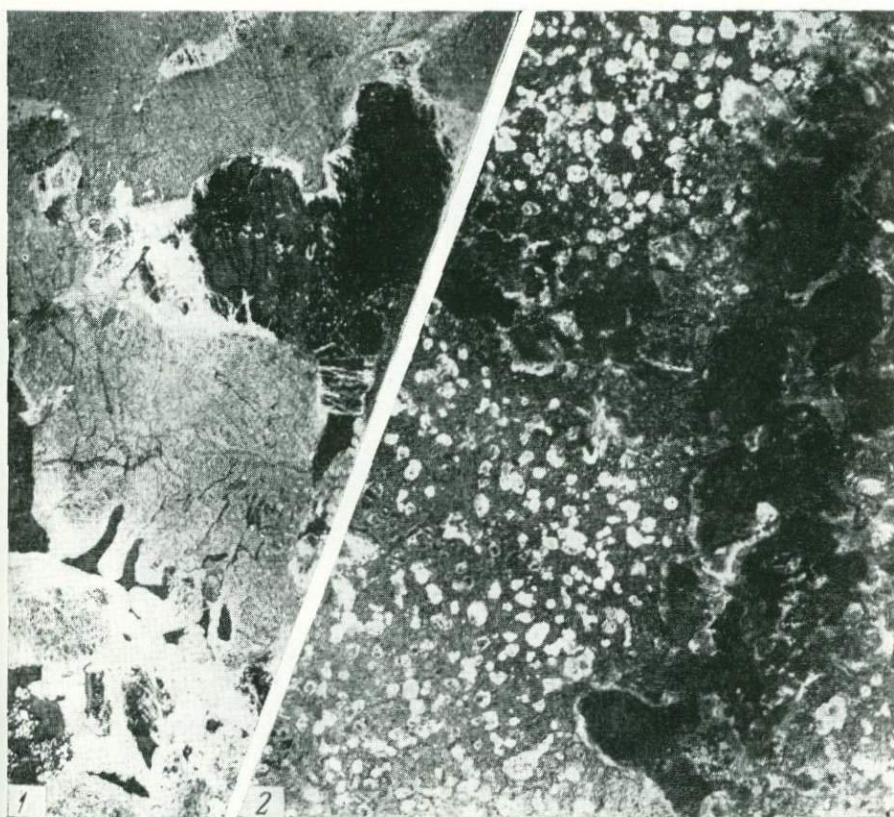


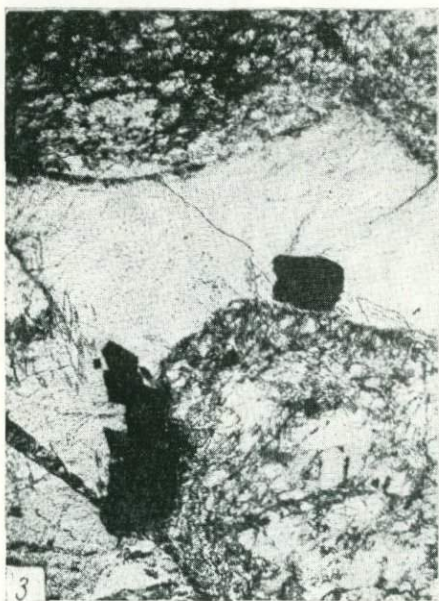
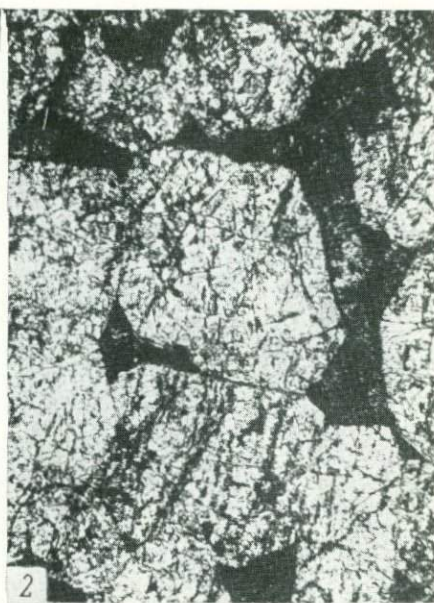
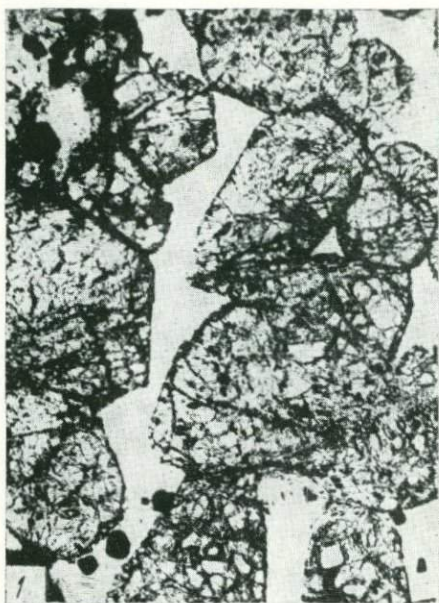


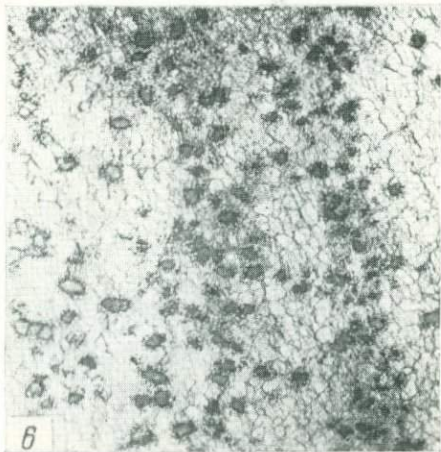
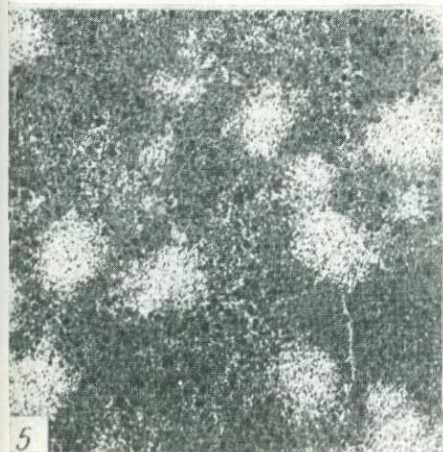
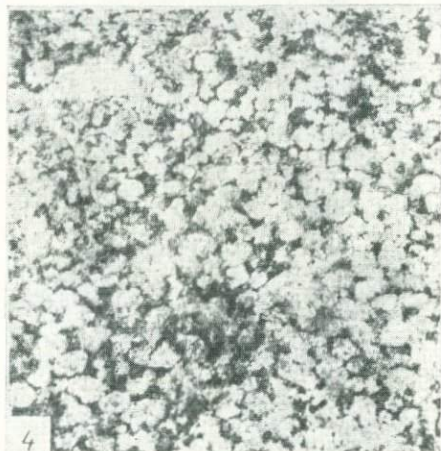
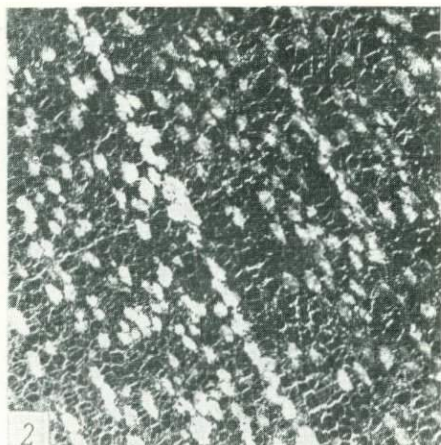
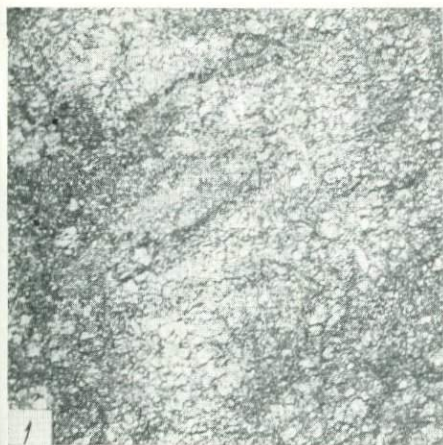


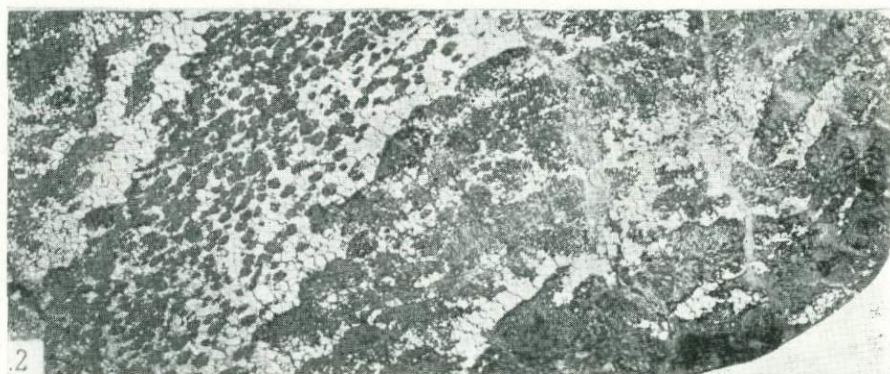
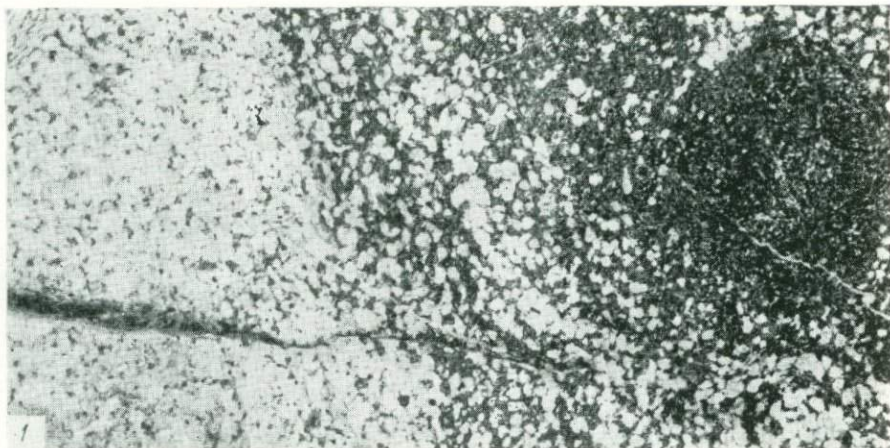


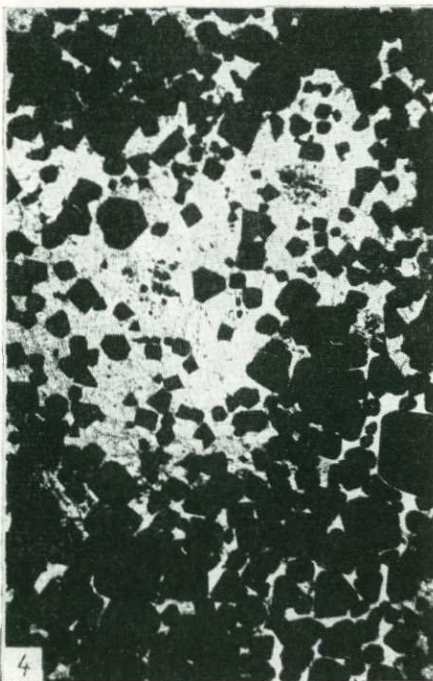
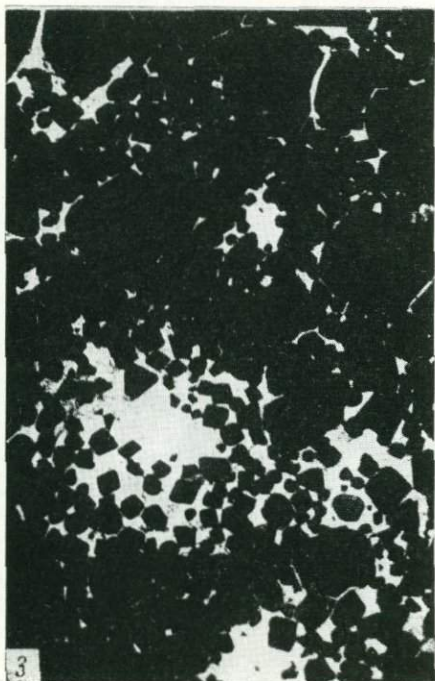
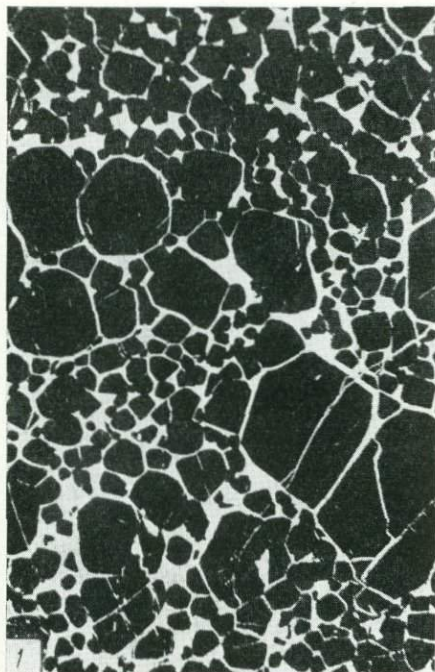


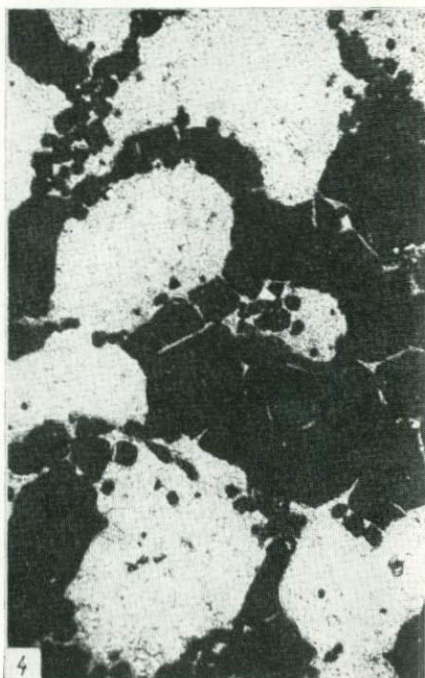
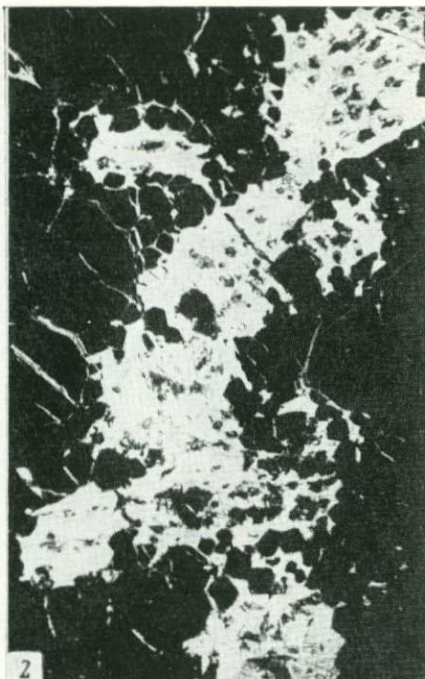
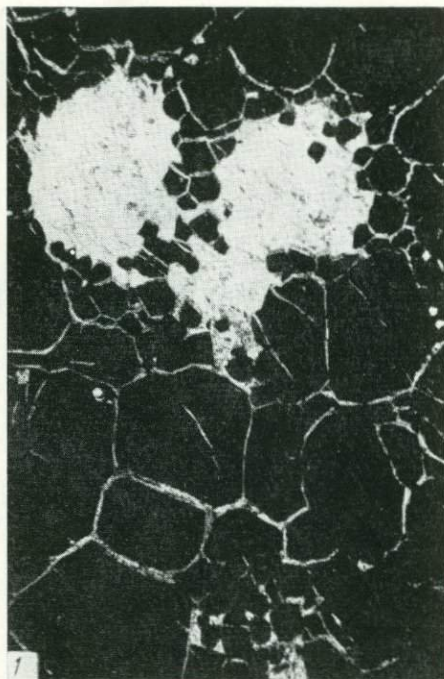


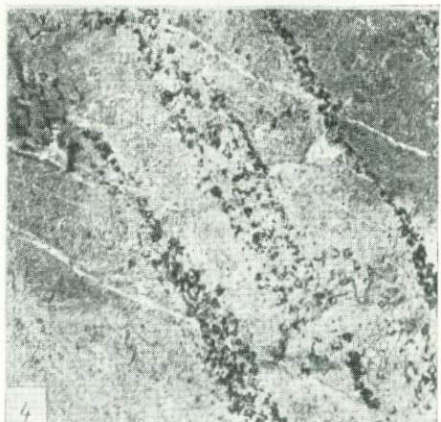
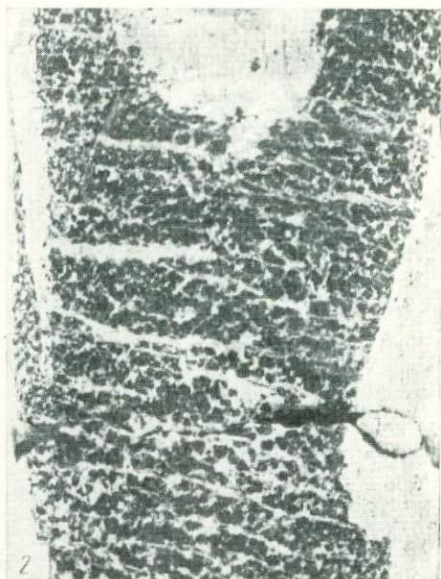
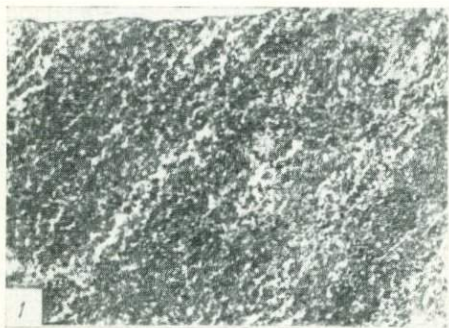


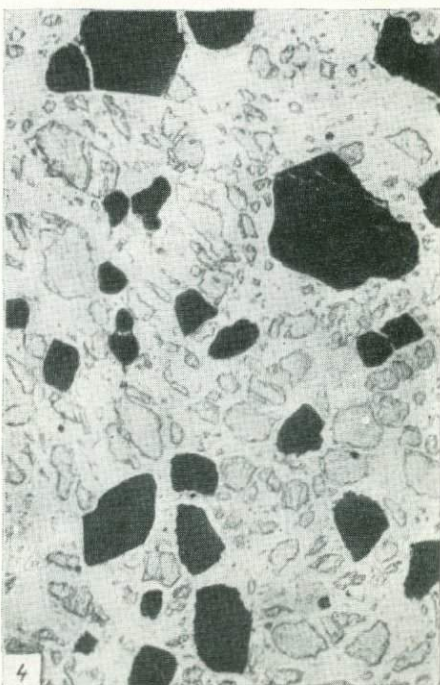
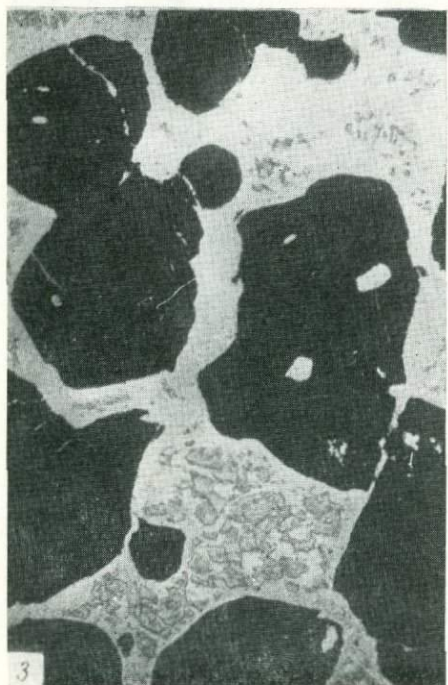
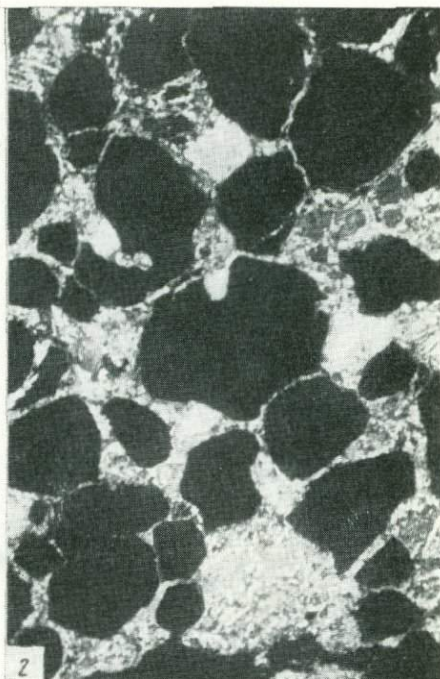
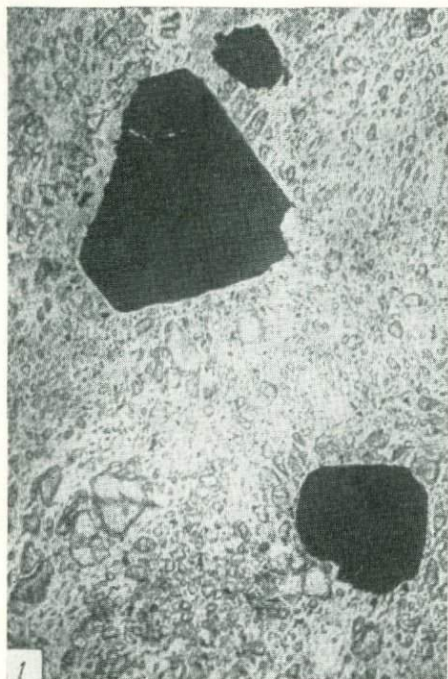


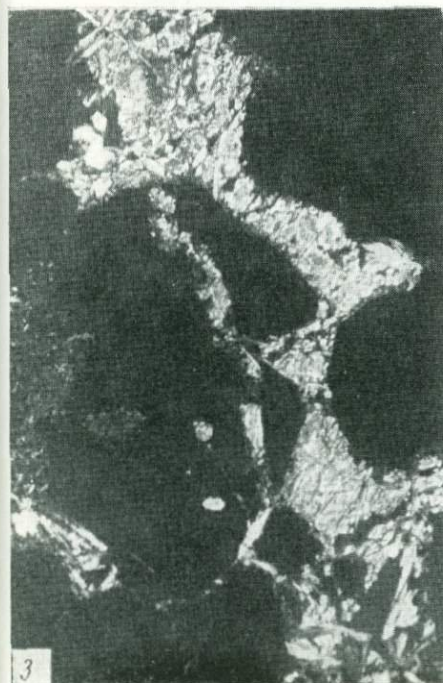
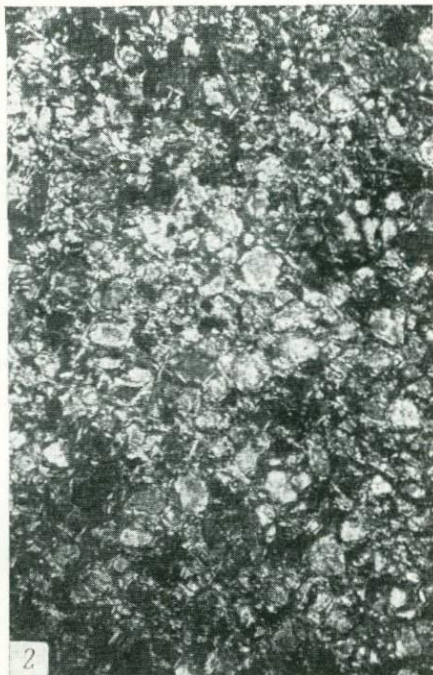
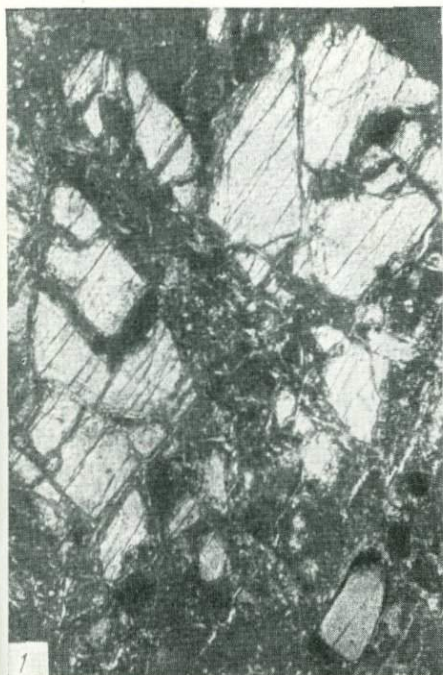


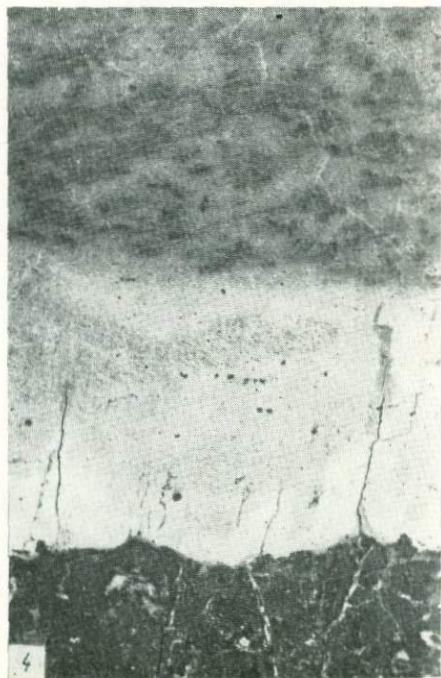
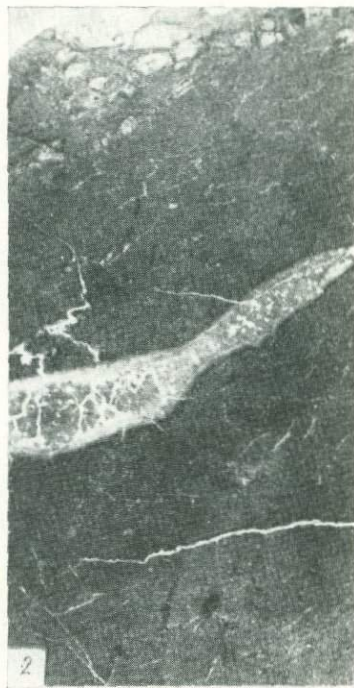
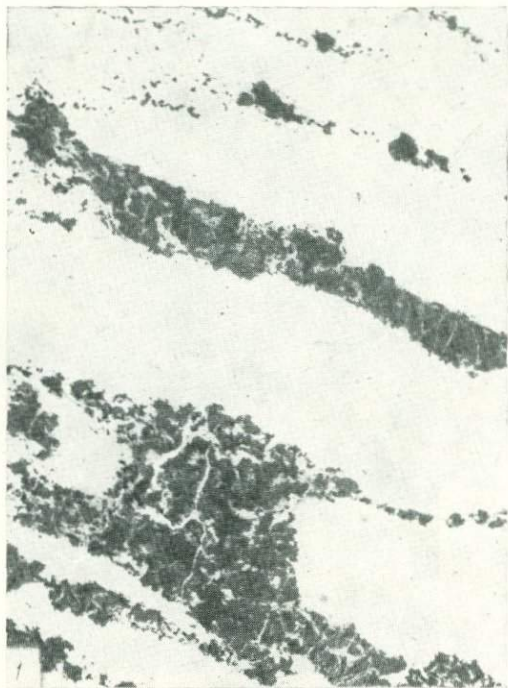












ЛИТЕРАТУРА

- Адамович А. Ф., Чехович В. Д., Трубино Д. И., Чехович М. В., Широков В. П., Павлов А. Н. Геологическое строение и полезные ископаемые массивов Сьерра-де-Нипе и Сьерра-дель-Кристал, 1963.
- Адамович А. Ф., Чехович В. Д. Геологическое строение и полезные ископаемые района Моа провинции Ориенте. Гавана, 1963.
- Адамович А. Ф., Чехович В. Д. Основные черты геологического строения Восточной Кубы.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 39, 1964, вып. 1.
- Бакиров А. Г. О происхождении дунитов и хромитов Кемпирсайского гипербазитового массива.— Труды 1-го Уральского петрографического совещания. Свердловск, 1963.
- Бацанов С. С. Электроотрицательность элементов и химическая связь. Изд-во АН СССР, Новосибирск, 1962.
- Бетехтин А. Г. Платина и другие металлы платиновой группы. Изд-во АН СССР, 1935.
- Бетехтин А. Г., Кашин С. А. Минералогия Халиловских месторождений хромистого железняка на Южном Урале.— В кн. «Хромиты СССР», т. 1. М.—Л., изд-во АН СССР, 1937.
- Бетехтин А. Г. Шорджинский хромитоносный перидотитовый массив (в Закавказье) и генезис месторождений хромистого железняка вообще.— В кн. «Хромиты СССР», т. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937.
- Беликов Б. П., Александров К. С., Рыжова Т. В. Упругие свойства породобразующих минералов и горных пород. М., изд-во «Наука», 1970.
- Бобривич А. П., Бондаренко М. Н., Гневушев М. А. и др. Алмазы Сибири. Госнаучтехиздат, 1957.
- Бобривич А. П., Илупин И. П., Козлов И. Т. и др. Петрография и минералогия кимберлитов Якутии. Изд-во «Недра», 1964.
- Борисенко А. Ф. Редкие и малые элементы в гипербазитах Урала. Изд-во «Наука», 1966.
- Вагнер А. Месторождения платины и рудники Южной Африки. Госнаучтехиздат, 1932.
- Вендланд К. Н. Ключевской змеевиковый массив Сысертского района Уральской области и запасы хромита на 1/1—1932 г., 1935. Фонды УГУ.
- Виноградов А. П. О происхождении вещества земной коры. Сообщение 1.— Геохимия, 1961, № 1.
- Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— Геохимия, 1962, № 7.
- Воробьева О. А., Самойлова Н. В., Свешникова Е. В. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала.— Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 65, 1962.
- Генкин А. Д., Телишова Л. Л., Алексеева О. А. О содержании никеля в породообразующих минералах рудоносных габбро-диабазов Норильского месторождения.— Геохимия, 1963, № 11.
- Горланов С. С. Геологическое картирование Ключевского массива, 1940.
- Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. и др. Петрология верхней мантии. Изд-во «Мир», 1968.
- Гутенберг Б. Астеносферный слой пониженной скорости.— В кн. «Верхняя мантия Земли». Изд-во «Мир», 1964.
- Демин А. Т., Косарецкий А. К. Отчет о результатах разведочных работ по группе месторождений огнеупорного хромита Марседита—Ярей и реви-

- зии известных рудопоявлений в пределах гипербазитового массива Моа-Барако провинции Ориенте за 1963—1965 гг. Гавана, 1966.
- Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж.* Породообразующие минералы, том 1, Изд-во «Мир», 1965.
- Заварицкий А. Н.* Некоторые основные вопросы геологии Урала. Изд-во АН СССР, серия геол., 1941, № 3.
- Заварицкий А. Н.* О классификации магматических рудных месторождений. Избранные труды, т. 4, 1963.
- Зимин И. А.* Сарановские месторождения хромита.— Труды ВИМС, вып. 85, 1936.
- Зимин С. С.* Некоторые особенности состава и генезиса хромитов.— Геология и геофизика, 1965, № 4.
- Золотухин В. В.* Основные закономерности прототектоники и вопросы формирования рудоносных трапповых интрузий. Изд-во «Наука», 1964.
- Идкин П. М. и др.* Опыты механического обогащения руд хромистого железняка Ключевских месторождений Среднего Урала.— Горный журнал, 1927, № 11.
- Казанцева Т. Т., Камалетдинов М. А.* Об аллахтонном залегании гипербазитовых массивов западного склона Южного Урала.— Докл. АН СССР, т. 189, 1969, № 5.
- Казанцева Т. Т., Камалетдинов М. А., Градова Р. А.* Об аллахтонном залегании гипербазитовых массивов Крака на Южном Урале.— Геотектоника, 1971, № 1.
- Камалетдинов М. А., Камалетдинов Р. А., Казанцева Т. Т.* Об особенностях строения разрезов аллахтона и автохтона западного склона Южного Урала.— Докл. АН СССР, т. 192, 1970, № 5.
- Кенарев В. И.* Отчет о ревизионных и разведочных работах, проведенных на группе хромитовых месторождений Потоси провинции Ориенте в 1962—63 гг. Гавана, 1963.
- Кенарев В. И., Мурашко В. И.* Отчет о поисково-ревизионных и разведочных работах, проведенных на месторождениях хромитов Дельта-II, Нарциссо I и II и Мельба в районе Моа провинции Ориенте в 1963 г. Гавана, 1964.
- Клочихин А. В., Буртченко А. В.* Гипербазитовые массивы Крака на Южном Урале. Второе Уральское петрографическое совещание. Тезисы докладов. Свердловск, 1966.
- Книппер А. Л.* Порода мантии на поверхности земли.— Природа, 1969, № 7.
- Ковальский В. В.* Кимберлитовые породы Якутии. Изд-во АН СССР, 1963.
- Кравченко Г. Г.* Роль тектоники при кристаллизации хромитовых руд Кемпирсайского плутона. Изд-во «Наука», 1969.
- Ласьков А. Н.* Ключевской хромитоносный район.— В кн. «Уральские месторождения хромита». М., 1936.
- Лисицин А. И.* Условия образования и размещения месторождений полезных ископаемых Кубы. Гавана, 1969.
- Логинов В. П., Павлов Н. В., Соколов Г. А.* Хромитоносность Кемпирсайского ультраосновного массива на Южном Урале.— В кн. «Хромиты СССР», т. 2. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1940.
- Логинов В. П.* Контактные изменения граувакковых песчаников и диабазов около ультраосновных массивов Крака на Южном Урале. Петрографическое совещание. Тезисы докладов. Свердловск, 1966.
- Логинов В. П., Павлов Н. В.* Массив Южный Крака. Второе Уральское петрографическое совещание. Путеводитель Кемпирсайской экскурсии, Свердловск, 1966.
- Логинов В. П.* Контактные изменения граувакковых песчаников около ультраосновного массива Южный Крака на Южном Урале. Очерки физико-химической петрологии, том II, 1970.
- Луцицкий И. В., Громин В. И., Ушаков Г. Д.* Эксперименты по деформации горных пород. Изд-во «Наука» Сибирское отделение, Новосибирск, 1967.
- Малахов И. В.* Петрохимия ультрабазитов Урала.— Труды Инст. геол. УФАИ СССР, вып. 79, 1966.

- Медведков В. И., Дорофеева Г. В., Эстрада А. Р., Егоров С. В. Отчет о геолого-разведочных работах на хромитовом месторождении Камагуэй II в 1962—63 гг. Гавана, 1964.
- Милашев В. А., Крутоярский М. А., Рабкин М. И., Эрлих Э. Н. Кимберлитовые породы и пикритовые порфириты северо-восточной части Сибирской платформы.— Труды НИИГА, т. 126, 1963.
- Мурашко В. И. Хромиты острова Куба. Гавана, 1966.
- Мурашко В. И., Ларионов В. А. Отчет о ревизионно-оценочных и поисковых работах на металлургические хромиты в провинции Ориенте в 1964—1965 гг. Гавана, 1966.
- Москалева С. В. Роль метасоматоза в образовании хромита и хромитсодержащих пород.— В сб. «Метасоматические изменения боковых пород». Изд-во «Недра», 1966.
- Москалева С. В. О структурном положении гарцбургитовой формации Урала — Сов. геология, 1962, № 12.
- Непомнящих А. А. О формах и размерах Кемпирсайского ультраосновного массива.— Докл. АН СССР, т. 73, № 6, 1950.
- Павлов Н. В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов.— Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 103, серия рудн. мест. (№ 13), 1949.
- Павлов Н. В., Соколов Г. А. Некоторые закономерности размещения хромитовых месторождений в Кемпирсайском ультраосновном плутоне, включая скрытые рудные тела.— В кн. «Вопросы изучения и методы поисков скрытого оруденения». Госгеолтехиздат, 1963.
- Павлов Н. В., Чупрынина И. И. Состав хромшпинелидов и генетические типы хромитового оруденения Кемпирсайского плутона ГРМ, т. IX, № 2, 1967.
- Павлов Н. В., Кравченко Г. Г., Чупрынина И. И. Хромиты Кемпирсайского плутона. Изд-во «Наука», 1968.
- Павлов Н. В., Чупрынина И. И., Острогорская О. П. О составах сосуществующих оливинов и хромшпинелидов из пород и руд дунит-гарцбургитовой формации.— Геология рудных месторождений, том XI, № 2, 1969.
- Пуцаровский Ю. М., Книппер А. Л., Пунг-Рифа М. Тектоническая карта Кубы, масштаб 1:1 250 000.— Геология и полезные ископаемые Кубы. Москва, 1967.
- Риневуд А. Е. Модель верхней мантии.— В кн. «Верхняя мантия Земли». Изд-во «Мир», 1964.
- Рудник Г. Б. Петрогенезис ультраосновных пород Нуралинского массива на Южном Урале.— В кн. «Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов». Изд-во «Наука», 1965.
- Сальдау Э. П. Зависимости между показателями преломления, размерами элементарной ячейки и составом в изоморфном ряду форстерит-фаялит.— Записки Всес. мин. об-ва, ч. 88, вып. 3, 1959.
- Семенов Ю. Л. и др. Интрузивный магматизм и металлогения Кубы. Гавана, 1968.
- Смирнов Ю. Д. Закономерности размещения некоторых магматических формаций в полициклической складчатой области (на примере западного склона Урала) — Материалы IV Всесоюзного петрографического совещания. Баку, 1969.
- Соколов Г. А. Геолого-геохимические исследования хромитоносного массива Южный Крака.— Труды Ломоносовского ин-та геохимии кристаллографии и минералогии АН СССР, вып. 9, 1938.
- Соколов Г. А. Хромиты Урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распространения.— Труды ИГН АН СССР, вып. 97, серия рудных месторождений (12), 1948.
- Шарыпов А. С. О геологической структуре дунитов Ключевского массива.— Второе Уральское петрографическое совещание. Тезисы докладов, Ультрабазиты, Свердловск, 1966.
- Штейнберг Д. С., Малахов И. А. О распределении никеля в ультраосновных породах Урала.— Геохимия, № 11, 1963.

- Arzruni A.* Sur quelques minéraux des gites de chromite du district de Sysertsks.—Bull. Soc. Geol. Franç., 1882, 5, 94.
- Bailey E. B., McCullen W. I.* Serpentine Lavas, the Ankara Melange and the Anatolian Thrust.—Trans. Roy. Soc. Edinburgh, 62/2, 1953.
- Bemmelen R. W. v.* New views on east-alpine orogenesis.—Intern. Geol. Congress XXI. Session Norden. Part XVIII, p. 99/116, 1960.
- Bemmelen R. W. v.* Zur Mechanik der ostalpinen Deckenbildung.—Geol. Rundschau. Bd. 50, 1960.
- Borchert H.* Der initiale Magmatismus und die zugehörigen Lagerstätten.—N. Jb. Min., Abh., 91, Festband, Schneiderhöhn., 1957.
- Borchert H.* Erfahrungen an türkischen Chromerzlagerstätten.—Sympos. on Chrome ore-cento, Ankara. 1960.
- Bowen N. L.* The evolution of the igneous rocks.—Princeton Univ. Press, 1928.
- Bowen N. L., Schairer J. F.* Intern. Geol. Congress 1933. Washington, 1936.
- Buddington A. F.* Adinoudack igneous rocks and their metamorphism.—Geol. Soc. Amer., Mem., v. 7, 1939.
- Bowen N. L., Tuttle O. F.* The system $MgO-SiO_2-H_2O$.—Geol. Soc. Amer., Bull., v. 60, 1949.
- Brunn J. H.* Contribution a l'etude geol. du Pinole Septentrional.—Ann. Pap. Helln. T. VII, Athen, 1957.
- Brunn J. H.* Mise en place et differenciation de l'association pluto volcanique du cortege iphiolitique.—Revue de Geogr. Phys. et de Geol. dynam., v. 3, 1960.
- Bunch T. E., Klaus K., Snetsinger K. G.* Chromite composition in relation to chemistry and texture of ordinary chondrites.—Geochim. et cosmochim. acta, v. 31, N 10, 1967.
- Cameron E. N., Emerson M. E.* The origin of certain chromite deposits of the eastern part of the Bushveld complex.—Econ. Geol., v. 54, N 7, 1959.
- Challis G. A.* The origin of New Zealand ultramafic intrusions.—J. Petrol., 6, 1965.
- Challis G. A.* High-temperature contact metamorphism at the Red Hills ultramafic intrusion — Wairau Valley, New Zealand.—J. Petrol., 6, 1965.
- Cossa A., Arzruni A.* Ein Chromturmalin aus den Chromeisenlagern des Ural. Zs. Krist., Bd. 7, N 4, 1883.
- Den Tex E.* Metamorphic lineages of orogenic plutonism.—Geol. Mijnbouw, 44(4), 1965.
- Dietz R. S.* Alpine serpentinites as oceanic rind fragments.—Geol. Soc. Amer., Bull., 74, 1963.
- Flint D. E., Albear I. F., Guild P. W.* Geology and chromite deposits of the Camaguey province, Cuba.—U. S. Geol. Surv., Bull., 954-B, 1948.
- Flint D. E., Albear I. F., Guild P. W.* Geology and Chromite deposits of the Camaguey district, Camaguey, Cuba.—U. S. Dep. of Int. Geol. Surv., Bull., 954-B, 1948.
- Forster I. F., Grafenauer S.* Diskussion zur Arbeit von Krause.—N. Jb. Min., Abh., 92, 1958.
- Furrazola-Bermudez G., Judoley C. M., Mijaylovskaya M. S., Mirolubova Y. S., Novojatsky I. P., Nunez Jiménez A., Solsona* —J. Geologia de Cuba. Habana, 1964.
- Green D. H.* High temperature peridotite intrusions. In: P. J. Wyllie (Editor), Ultramafic and Related Rocks Wiley, New York, N. Y., 1967.
- Green D. H., Ringwood A. E.* The genesis of basaltic magmas.—Contrib. Miner., Petrol., 15, 1967.
- Groddeck A. V.* Die Lehre von den Lagerstätten der Erze. Leipzig, 1879.
- Guild P. W.* Petrology and structure of the Moa chromite district Oriente province, Cuba.—Amer. Geol. Union, Trans., v. 28, N 2, 1947.
- Gutenberg B.* Physics of the Earth's interior. Academic Press, New York, 1959.
- Helke A.* Die Metallogenie der türkischen Chromerzlagerstätten, insbesondere der Osttürk. Chromitprovinz. Fortschr. Miner., 39, 1961.
- Helke A.* The metallogeny of the chromite deposits of the Guleman District, Turkey.—Econ. Geol., v. 57, 1962.

- Hess H. H. A primary peridotite magma.—*Amer. Journ. Sci.*, 5-th ser., v. 35, N 209, 1938.
- Hess H. H. Island arcs, gravity anomalies and serpentine intrusions, a contribution to the ophiolitic problem.—17-th Intern. geol. Congress. Moscow, v. 2, 1939.
- Hess H. H. Stillwater igneous complex, a quantitative mineral study.—*Geol. Soc. Amer.*, Mem., 80, 1960.
- Hess H. H. Caribbean research project: progress report.—*Bull. Geol. Soc. Amer.*, 71, 1960.
- Hiessleitner G. Serpentin und Chromerz Geologie der Balkanhalbinsel und eines Teiles von Kleinasien. Bd. I, II, 1951—1952.
- Hiessleitner G. Beitrag zur Geologie von Cypern.—*Geol. Bundesanstalt. Wien*, Jahrg., 1957, Bd. 100, H. 2.
- Kaaden G. The Different concepts of the genesis of alpinotype emplaced ultrabasic rocks on chromite prospection.—«*Methods of Prospecting for Chromite*». 1964.
- Keith M. Phase Equilibria in the system $MgO-Cr_2O_3-SiO_2$.—*J. Amer. Ceram. Soc.*, 1954, v. 37, N 10.
- Kenarev V. V. Características mineralógicas yacimiento «Potosi», Cuba, *Tecnológica*, v. 4, N 3, 1966.
- Kenarev V. V. Sobre la relación genética de las cromitas con las facies de hiperbasitas. Cuba, *Tecnológica*, v. 5, N 2, 1967.
- Lewis G. E., Straczek I. A. Geology of South-Central Oriente, Cuba.—*U. S. Geol. Surv.*, Bull., 975-D, 1955.
- Miyashiro A. Some aspects of peridotite and serpentinite in orogenic belts.—*Japan. J. Geol., Geogr., Trans.*, 1966, 37.
- Onuki H. Petrochemical research on the Horoman and Miyamori ultramafic intrusives, northern Japan.—*Sci. Rep. Tohoku Univ.*, 3 th ser., 9, 1965.
- Petrasccheck W. Die Erzlagerstätten Bulgariens.—*Jahrb. Preuss. Geol. Landesanst.* Berlin, 63, 1944.
- Petrasccheck W. Bemerkungen zu dem Buche «Die Chromerze der UdSSR» und vergleichende Bemerkungen zur Geologie der Chromlagerstätten überhaupt. *Berg., Huttenmännische Monatsh.*, 92, H. 6, Leoben, 1947.
- Petrasccheck W. Die genetische Typen des Chromlagerstätten und ihre Aufsuchung. *Erzmetall*, 10, H. 6, 1957.
- Raleigh C. B. Experimental deformation of ultramafic rocks and minerals. In: P. I. Wyllie (Editor), *Ultramafic and Related Rocks*. Wiley, New York, N. Y., 1967.
- Roever W. P. de. Beiträge der Petrographie zur Kenntnis der tieferen Teile der Erde.—*Verh. Geol. Bundesanstalt*, I, 1960.
- Roever W. P. de. *Geol. Rundschau*, 1957, Bd. 46, H. 1. Sind die alpinotypen Peridotitmassen vielleicht tektonisch verfrachtete Bruchstücke der Peridotitischeale
- Rost F. Probleme ultrabasischer Gesteine und ihrer Lagerstätten.—*Freiberger Forschungshefte*, C 58, 1959.
- Rost F. Die Talklagerstätten der Münchberger Gneissmasse.—*Fichtelgebirge V. F. M. G.* 8, 1961.
- Rost F. Chlorit und Granat in ultrabasischen Gesteinen.—*Fortschr. Miner.*, 39, 1, 1961.
- Sampson E. Magmatic chromite deposits in Southern Africa.—*Econ. Geol.*, v. 27, N 2, 1932.
- Semenov Y. L. Yacimientos cromitos de Cuba. Cuba — *Tecnológica*, N 3—4, 1968.
- Soloviev O. N., Skidan S. A., Skidan I. K., Pankratov A. P., Judoley C. M. Comentarios sobre la mapa gravimetrico de la isla de Cuba.—Cuba, *Tecnológica*, N 2, 1964.
- Schmidt W. I. Bau und Entstehung zentralanatolischer Chromitvorkommen. *Berg- und Huttenmännische Monatshefte* Jhrg. 101, 2, 1956.
- Schmidt W. I. Gesetzmässigkeiten zentralanatolischer Chromitvorkommen.—*Ztschr. d. Deutschen Geol. Ges.* 106, N 2, (1954) 1956.
- Sokolov G. A. Regime of the Deep Faults and Origin of the Chromite Deposits. IMA-Iagod Meetings 70, Collected Abstracts. Japan, 1970.

- Stevens R. E.* The composition of some chromites of the Western Hemisphere.—*Amer. Miner.*, v. 29, N 1—2, 1944.
- Thayer T. P.* Chrome resources of Cuba.—*U. S. Geol. Surv. Bull.*, 935-A. 1942.
- Thayer T. P.* Some critical differences between alpine Type and Stratiform. Peridotite-Gabbro Complexes.—*Norden Intern. Geol. Congr.*, Part XIII, 1960.
- Thayer T. P.* Application of geology in Chromite Exploration and Mining. Symposium on Chrome ore — Cento — Ankara. 1960.
- Thayer T. P.* Principal features and origin of podiform chromite deposits, and some observations on the Guleman — Soridag district, Turkey.—*Econ. Geol.*, v. 59, N 8, 1964.
- Thayer T. P.* Chemical and structural relations of ultramafic and feldspathic rocks in alpine intrusive complexes.— In: P. J. Wyllie (Editor), *Ultramafic and Related Rocks*. Wiley, New York, N. Y., 1967.
- Thayer T. P.* Gravity Differentiation and Magmatic Re-emplacement of Podiform Chromite Deposits.—*Econ. Geol.*, N 4, 1969.
- Thayer T. P.* Chromite segregations as petrogenetic indicators.—*Geol. Soc. of South Africa, Spec. Public.*, 1, 1970.
- Taylor Jr. H. P.* The zoned ultramafic complexes of Southeastern Alaska.— In: P. I. Wyllie (Editor), *Ultramafic and Related Rocks* Wiley, New-York, N. Y., 1967.
- Taylor Jr. H. P.* Stable isotope studies of ultramafic rocks and meteorites.— In: P. I. Wyllie (Editor), *Ultramafic and Related Rocks* Wiley, New-York, N. Y., 1967.
- Van der Walt C. F. J.* Chromite ores of the Western Bushveld complex.—*Trans. Geol. Soc. South Africa*, 1941.
- Vogt L.* Beiträge zur genetischen Klassifikation der durch magmatische Differentiationsprozesse und der durch Pneumatolyse entstandenen Erzvorkommen.—*Zs. prakt. Geol.*, 1894, 10.
- Vogt L.* Physikalisch-chemische Gesetze der Kristallisationsfolge in Eruptivgesteinen.—*Min., Petr. Mitt.*, 1908, 25.
- Vogt L.* Geology of platinum metals.—*Econ. Geol.*, 1927, 22, N 4.
- Washington H. S.* Chemical analyses of igneous rocks.—*U. S. Geol. Surv.*, Prof. Pap., 99, 1917.
- Wijkerslooth P. de.* The chromite deposits of the Gulemaman concession.—*Kon. Ned. Akad. Wetensch. Proc.* N 2. 1947.
- Wijkerslooth P. de.* Einiges über die Entstehung von Chromitkonzentrationen und Chromerzlagerstätten an Hand von neuen Beobachtungen in Anatolien.—*N. Jb. Min., Abhandl.*, 9, 1954.
- Wijkerslooth P.* Einiges über der Entstehung von Chromitkonzentrationen und Chromerzlagerstätten an Hand von neuen Beobachtungen in Anatolien.—*N. Jb. Min., Monatsh.*, H. 9, 1954.
- Wilson H. D. B.* (Editor). *Magmatic ore deposits. A symposium.*—*Econ. Geol.*, publ. CO. 1969.
- Wyllie P. J.* The origin of ultramafic and ultrabasic rocks.—*Tectonophysics*, v. 7, N 5—6, 1969.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	5
Глава I. Современные представления о генезисе месторождений хромитовых руд геосинклинальных областей	7
Глава II. Особенности геологического строения петрографического состава и хромитового оруденения некоторых хромитоносных массивов геосинклинальных областей	25
Ультраосновные массивы Кубы и их хромитоносность	25
Массив Маяри-Баракоа	28
Массив Камагуэй	51
Ультраосновные массивы Урала	74
Сарановский массив	74
Ключевской массив	97
Массив Южный Крака	116
Кемпирсайский массив	132
Глава III. Сопоставление химического состава породообразующих и рудообразующих минералов из пород и руд некоторых хромитоносных массивов	154
Глава IV. Закономерности формирования и размещения хромитовых месторождений в ультраосновных массивах геосинклинальных областей	173
Выводы	186
Литература	193

Николай Васильевич Павлов
Ирина Ивановна Григорьева-Чупрынина

**Закономерности формирования
хромитовых месторождений**

*Утверждено к печати
Институтом геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии*

Редактор Издательства *Н. В. Знаменская*
Художественный редактор *С. А. Литвак*
Художник *А. А. Куценко*
Технические редакторы *Ф. М. Хенох, Т. И. Анурова*

Сдано в набор 15/XII 1972 г. Подписано к печати 16/IV 1973 г.
Формат 60×90^{1/16} Бумага № 2 Усл. печ. л. 12,5+1 л. вкл. Уч.-изд. л. 14,3
Тираж 700 экз. Т-04835. Тип. зак. 5306
Цена 1 р. 43 к.

Издательство «Наука», 103717 ГСП,
Москва, К-62, Подсосенский пер., д. 21

2-я типография Издательства «Наука». 121 099
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

1 р. 43 к.

18879