

## **К изучению месторождений хромистого железняка**

*Доц. А. Г. Бетехтин*

### **Zur Erforschung von Chrom-Eisenerz Lagerstätten**

*A. Betehtin*

#### **Введение**

На происходивших геологических съездах по черным металлам в 1930, 1931 и 1932 гг. в Ленинграде и Москве в числе других докладов были сделаны также сообщения о положении разведочного дела на месторождениях хромистого железняка в нашем Союзе. В этих докладах и в прениях по ним принимали участие как представители б. ГГРУ, так и представители Института прикладной минералогии и районных трестов.

Вопросы научного характера, связанные с месторождениями хромистого железняка, в докладах почти не затрагивались. Насколько удалось выяснить путем частных бесед с отдельными представителями съездов, мы еще не имеем совершенно ясных, отчетливых представлений в вопросе о том, как подходить к изучению хромовых месторождений. Между тем эти вопросы, как это всеми сознается, имеют чрезвычайно актуальное значение особенно теперь, когда поиски, разведки и эксплуатация хромовых месторождений вступают в довольно напряженную фазу своего развития.

Как известно, знание геологической природы месторождения в значительной мере предопределяет как разведку и эксплуатацию месторождения, так и использование руд. Это особенно касается хромовых месторождений, геологическая природа которых несмотря на внешнюю простоту довольно своеобразна. У многих исследователей хромовых месторождений несомненно имеется по этому вопросу богатый фактический материал, который прежде всего должны знать все занимающиеся поисками, разведкой и эксплуатацией этих месторождений. Как бы ни были случайны наблюдения, сделанные различными исследователями, в общей сумме данных они могут оказаться весьма ценными.

Одна из основных задач в познании геологической природы хромовых месторождений сводится следовательно к неслучайному обмену мнений работников хромового дела либо на специальных съездах, посвященных этому вопросу, либо на страницах печати в дискуссионном порядке. Насколько могут быть плодотворны такие дискуссии, показывает длящаяся уже свыше двух лет в американском журнале *Economic Geology* дискуссия по вопросу о происхождении хромита. Нет никакого сомнения, что у нас в Союзе подобные обсуждения вопросов, связанных с хромовыми месторождениями, хотя бы на страницах печати принесут громадную пользу как для поисковых, так и разведочно-эксплуатационных работ.

В настоящей статье автор делает попытку в общем виде изложить свои взгляды, с одной стороны, на методику изучения хромовых месторождений в самом общем

виде. а с другой — на геологическую природу этих месторождений. Сам автор много занимался изучением преимущественно уральских платиноносных хромистых железняков. В целях идентификации попутно с этим изучались и неплатиноносные хромиты. Более детально последние изучались в Закавказье (в районе оз. Гокча), а также на Северном Кавказе (в районе р. Б. Лабь).

### Схема изучения хромовых месторождений

Элементы изучения хромовых месторождений, как и всяких других, можно свести к следующим главным разделам: 1) изучение вещественного состава руд и боковых пород; 2) изучение пространственного положения и морфологических особенностей месторождений; 3) изучение генетических взаимоотношений минеральных агрегатов. Только на основе этих, так сказать, элементов изучения месторождений мы можем подойти к вопросу об истории процессов рудообразования, т. е. к гезепису месторождений.

В виду сравнительной простоты минералогического состава минеральных масс хромовых месторождений некоторые из элементов изучения, необходимых присущих другим месторождениям, естественно выпадают из нашего рассмотрения, и тем самым схема изучения этих месторождений несколько упрощается. В основном ее можно представить в следующем виде:

Изучение вещественного состава месторождений:

1. Геохимическая характеристика (парагенетические ассоциации химических элементов рудных месторождений и вмещающих горных пород).
2. Минералогический состав.
3. Особенности химического состава руд.

II. Изучение пространственного положения и морфологических особенностей месторождений:

1. Расположение рудных тел среди массива в связи с его геологическим строением.
2. Формы, размеры и условия залегания рудных тел;
3. Строение рудных тел;
4. Текстурные и структурные особенности руд.

III. Изучение возрастных взаимоотношений минеральных компонентов.

1. Соотношения рудных тел и вмещающих их горных пород.
2. Взаимоотношения минеральных агрегатов внутри рудных тел и последовательность выделений отдельных первичных минералов.
3. Явления метаморфических изменений в рудах и боковых породах.

Выявление истории процессов рудообразования (гезеписа месторождений):

1. Установление главных моментов оруденения в общей истории формирования массива вмещающих пород.
2. Установление развития последовательных процессов минералообразования.
3. Выявление общих закономерностей процессов рудообразования во времени и пространстве.

Вот те основные вопросы, ответы на которые мы должны иметь по каждому изучаемому нами месторождению. При этом вопросы четвертого раздела по существу представляют собой не что иное, как результат углубленного синтеза вопросов первых трех разделов: вещественного состава, морфологических особенностей и возрастных взаимоотношений составных частей.

Все эти вопросы для каждого изучающего и разведывающего месторождение по существу должны быть совершенно поняты, и поэтому автор не считает нужным останавливаться на детальном объяснении содержания каждого пункта. В дальнейшем изложении будут лишь высказаны общие соображения, относящиеся к главным разделам приведенной схемы изучения хромовых месторождений.

### О вещественном составе месторождений хромистого железняка

Здесь мы не будем детально касаться минералогической характеристики хромовых руд, считая, что она хорошо знакома занимающимся изучением и разведкой этих месторождений. Несколько затронем лишь вопросы геохимии и наибольшее внимание уделим химической природе хромшпинелидов.

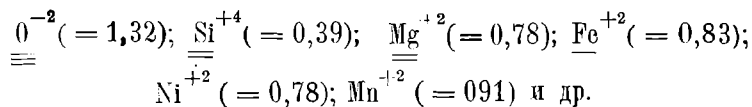
Среднее содержание металлического хрома в земной коре по данным Вашингтона и Блэрка составляет 0,035%. В природе среди горных пород мы наблюдаем концентрации окиси хрома —  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  — до 45—50% (или в виде металлического хрома — до 30—34%), т. е. примерно в 850—1000 раз больше против среднего содержания в земной коре.

Список типических природных соединений для хрома до чрезвычайности скуден. При этом чуть ли не 99,9% всего содержащегося в земной коре хрома находится в кислородных соединениях типа шпинели. Благодаря этому В. М. Гольдшмидт хром относит к литофильной группе химических элементов, хотя в условиях недостатка кислорода этот элемент проявляет явно-халькофильные свойства (сродство с серой) в виде минерала добрелита —  $\text{FeCr}_2\text{S}_4$ , встреченного в метеоритах. При супергенных процессах образование минералов хрома имеет ничтожное значение. Здесь главным образом имеем хроматы тяжелых металлов (крокоит, вокелинит, меланхроит) и алюмохромкремневую кислоту (волконскоит). В виде изоморфных примесей хром, как трехвалентный элемент, входит преимущественно в алюмосиликаты (диопсид, слюды, хлориты, гранаты, везувиан и некоторые другие). Таким образом хромшпинелиды являются единственной рудой хрома. Это обстоятельство в значительной степени упрощает, так сказать, физиономию хромовых месторождений.

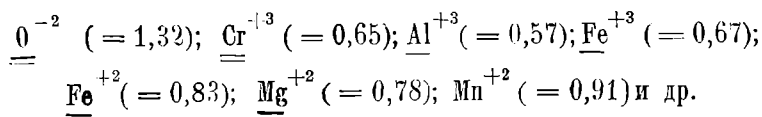
Характерной особенностью геохимии хрома является резко выраженный парагенезис хромшпинелидов с ультраосновными породами, главным образом с дунитами и перидотитами. Среди этих пород хромшпинелиды, с одной стороны, наблюдаются в виде акцессорного минерала (до 0,5—1,0%), а с другой — мы имеем скопления хромшпинелидов в виде самостоятельных тел, которые и являются объектом эксплуатации. Правда, наряду с этим иногда можно наблюдать обогащенные хромшпинелидами участки этих пород шпирового характера.

Небезынтересно сравнить атомный состав скоплений хромшпинелидов и их материнских пород. Рассмотрим сначала ассоциацию дунитов и хромшпинелидовых скоплений в них и притом в их первоначальном, т. е. не метаморфизованном виде. Поскольку дунит, являясь мономинеральной породой, на 99% состоит из оливина, постольку характеризующим породу будет являться атомный состав этого минерала. Точно так же для ясности в качестве рудных масс будем рассматривать их сплошные разности, состоящие из хромшпинелидов. Используем для этой цели наиболее полные и новые анализы руд и пород уральских месторождений.

Главнейшие химические элементы дунитов:



Главнейшие химические элементы хромшпинелидовых скоплений:



Элементы, подчеркнутые тремя чертами, составляют количество атомов в породе свыше 50%, двумя чертами — свыше 10%, одной чертой — свыше 1%, не подчеркнутые — доли процента.

В скобках приведены величины эффективных ионных радиусов в онгстремах ( $\text{Å} = 10^{-8} \text{ см}$ ). Как теперь установлено, все физические и химические свойства, в частности свойства валентности, явления изоморфизма, полиморфизма, а в связи с этим и законы парагенезиса и миграции химических элементов, зависят главным образом от строения электронных оболочек атома и являются функцией так называемого эффективного ионного или атомного радиуса, т. е. радиуса сферы действия данного иона (или атома).

Анализируя эту табличку, мы видим, что по существу в том и другом случае мы имеем дело с кислородной средой, в которой соответственным образом распределены атомы всех остальных элементов. Любопытно, что элементы оснований в минералах как боковых пород, так и рудных скоплений одни и те же: Mg, Fe<sup>2+</sup>, (Mn). Разница главным образом заключается в количественных соотношениях между Mg и Fe<sup>2+</sup>: в хромшпинелидах количество атомов обоих элементов очень часто более или менее одинаково, а в оливинах Mg-атомы в несколько раз превосходят по количеству Fe<sup>2+</sup>-атомы (если не принимать во внимание редких фаялитовых пород). Но зато резко отличны атомы кислотных радикалов оливина и хромшпинелидов. В оливине они представлены только кремнием, а в хромшпинелидах — Cr, Al и Fe<sup>3+</sup> (при отсутствии Si).

Это обстоятельство кажется несколько удивительным в том отношении, что кремний мы привыкли видеть в ассоциации с трехвалентными элементами (Al, Fe<sup>3+</sup>, Cr) в виде алюмосиликатов, феррисиликатов и даже хромселикатов (уваровит). Изоморфные примеси Fe<sup>3+</sup> и Cr к Al мы можем наблюдать в целом ряде минералов (хромгранаты, хромхлориты, хромпироксены, хромвезувианы и др.).

Далее, в минералогическом составе перидотитовых массивов, к которым приурочена главная масса промышленных скоплений хромшпинелидов, существенное участие наряду с оливином принимает пироксеп. Здесь атомный состав по сравнению с дунитами уже заметно обогащается трехвалентными компонентами Al и отчасти Fe<sup>3+</sup>, а также Ca. Однако это не мешает этим же элементам (кроме Ca) входить в изоморфные смеси также с хромшпинелидами и давать обособленные от силикатовой массы образования.

Наконец известны, правда более редкие случаи, месторождений хромшпинелидов в породах габбрового состава, в частности поритах Бушвельдского изверженного комплекса в Ю. Африке. Здесь мы имеем уже ясно выраженную алюмосиликатную среду. Казалось бы, поскольку Al, Fe<sup>3+</sup> и Cr довольно легко могут изоморфно замещать друг друга благодаря близости размеров их атомных радиусов, постольку мы могли бы не иметь обособленных хромшпинелидовых скоплений. Однако мы здесь все же наблюдаем иную картину: если не вся, то главная масса хрома сосредоточена не в силикатах, а в шпинелидах.

Как видим, геохимия хрома довольно своеобразна. Это своеобразие обуславливается не только физико-химическими факторами равновесия природных систем, т. е. температурой, давлением и концентрацией химических компонентов, но также и химической природой самого хрома как атома. С этим, как уже указывалось выше, тесным образом связаны и законы миграции элемента. Поскольку в этой главе речь идет о вещественном составе хромовых месторождений, мы не будем касаться здесь вопросов генетического порядка, чтобы не отвлекаться от поставленной темы, и перейдем далее к характеристике минералогических и химических особенностей хромшпинелидов.

### К минералогии хромовых руд

В свежих, т. е. не подвергшихся еще метаморфизации породах, хромшпинелиды в подавляющем большинстве случаев ассоциируются с оливином, реже с пироксенами (энстатитом, диаллагом), различными хромхлоритами (кеммеритом, кочубеитом и др.), хромогранатами, еще реже с хромвезувианом, хромдиопсидом, и наконец изредка можно наблюдать сульфиды (железо-никелевые и железо-медные). В породах метаморфических (озмеевикованных) на месте оливина и пироксенов, как известно, развивается серпентин (хризотил, антигорит, бастит, аморфный серпентин), магнетит, иногда хлорит, тальк, брусит, различные карбонаты и др. Изредка в поларованных шлифах можно встретить самородную медь, ассоциирующуюся с серпентином. В месторождениях хромистых железняков, располагающихся среди тальковых и талькарбонатных сланцев, естественно, значительное развитие в рудах принадлежит тальку и карбонатам [главным образом брейнериту — (Mg, Fe)CO<sub>3</sub>].

В зоне выветривания хромит химически устойчив, и это обстоятельство обуславливает нахождение его в россыпях и конгломератах. Остальные минералы-спутники, разрушаясь при выветривании, дают карбонаты, опал, гидроксилы железа и др.

Хромит, как известно, в минералогии относится к классу шпинелидов, представляющих соли двуосновных кислот типа  $H_2R_2O_4$ . Теоретический состав хромита выражается формулой  $FeCr_2O_4$ , однако в громадном большинстве случаев в нем мы имеем в качестве изоморфных примесей из двухвалентных элементов главным образом Mg, в меньшей степени Mn<sup>1)</sup>, а из трехвалентных Al и Fe<sup>'''</sup>. При этом нередко содержание этих примесей достигает значительных количеств, и тогда хромит, как минеральный вид, уже теряет свое название.

Таким образом изоморфизм широко проявлен среди хромшпинелидов и имеет весьма важное практическое значение, как об этом будет сказано ниже. Заметим, что в геолого-разведочной и горной практике все минеральные виды хромшпинелидов носят одно название «хромит», так как, несмотря на большое разнообразие их химического состава, физические свойства настолько общи, что нет возможности установить минеральные виды в поле без химического анализа.

Обратимся к вопросам классификации хромшпинелидов. Их химический состав благодаря изоморфизму варьирует в широких пределах, и поэтому для точного определения минеральных видов применим предложенную А. К. Болдыревым рациональную классификацию изоморфных минералов по их химическому составу.<sup>2)</sup> Согласно этой классификации типичные однокомпонентные минеральные виды должны содержать 100% молекул каждого компонента, типичные трехкомпонентные на  $33\frac{1}{3}\%$ , и т. д. Минералы промежуточного состава должны быть присоединены к тому или иному виду минерала. Для двухкомпонентных составов А. К. Болдыревым устанавливается граница между одно- и двухкомпонентными минеральными видами в 25% молекулярных (т. е.  $\frac{1}{4}$  часть суммы) и составы их изображаются на прямой линии. При трех непрерывно смешивающихся компонентах составы изоморфных смесей изображаются на треугольной диаграмме, причем каждого из компонентов должно быть не менее  $\frac{1}{8}$  части суммы, т. е. около 17%. Аналогично при четырех компонентах для изображения состава пользуются тетраэдром и содержание каждого компонента должно быть не ниже  $\frac{1}{8}$  или  $12\frac{1}{2}\%$ .

Как конкретно определить минеральный вид на основании химического анализа? Покажем это на примере.

Т а б л и ц а 1

Данные химического анализа хромшпинелида из месторождения „Госшахта“ Н. Тагильского округа на Урале

1	Весов. %	Исправл. данные		Молек. %	Суммарн. данные мол. %
		3	4		
SiO <sub>2</sub>	0,38				—
TiO <sub>2</sub>	0,59	—	—	—	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,85	16,64	0,10		} 0,49
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	52,42	52,42	0,34		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,43	5,43	0,05		
FeO	9,06	8,53	0,12		} 0,47
MgO	13,54	13,07	0,33		
MnO	1,55	1,55	0,02		
CaO	0,06	0,06	0,00		
Сумма	99,88				

Предварительно сделаем несколько общих замечаний. Вполне понятно, что материал для химического анализа должен быть более или менее свободен от примесей посторонних минералов. Автором для этой цели химическая проба обычно дробилась, затем с помощью ситового анализа делилась на классы и пропускалась через гидравлический маленький классификатор лабораторного типа с вихрем Ричардса,

<sup>1)</sup> Был обнаружен также цинк (до 6%).

<sup>2)</sup> А. К. Болдырев. Курс описательной минералогии, ч. I, стр. 82 — 84, и ч. III (не опубликована).

изготовленный Ленинградским институтом Механобр. Обыкновенно после такой очистки от посторонних примесей все же анализ показывал некоторое количество кремнекислоты (правда не больше 0,3—1,0%), которая, как показывают тонкие шлифы, обусловливается чаще всего присутствием тонких жилок серпентина по трещинкам в зернах хромшпинелидов. Иногда можно было наблюдать также включения хлоритов. В том и другом случае необходимо произвести хотя бы приближенный пересчет на примеси<sup>1)</sup> и за вычетом соответственно исправить данные анализа (см. 3-й столбец таблицы).

Точно так же на основании имеющихся наблюдений автор поступает и с окисью титана, пересчитывая ее на ильменит ( $\text{FeTiO}_3$ ), который в богатых титаном хромитах присутствует в виде вростков в хромшпинелидах, являющихся результатом распада твердых растворов, подобно тому, как это наблюдается в титано-магнетитах.

Следует также сделать замечание относительно закиси и окиси железа имеющих в литературе данных анализов. В прежних анализах хромшпинелидов все железо определялось в виде  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и затем уже пересчитывалось на  $\text{FeO}$ . В последнее время закись железа научились определять непосредственно путем растворения хромшпинелидов в серной кислоте в запаянной стеклянной трубке без доступа воздуха.<sup>2)</sup>

Для определения минерального вида прежде всего необходимо весовые проценты перевести в молекулярные (см. 4 столбец таблицы), причем предварительный пересчет их на 100 необязателен, как это будет видно из нижеследующего. Как показывает анализ, состав нашего минерала характеризуется тремя двухвалентными и тремя трехвалентными окислами. Разберем сначала вопрос с двухвалентными окислами.

Берем сумму молекулярных количеств (для удобства умножив их на 100):  $\text{MgO} + \text{FeO} + \text{MnO} = 33 + 12 + 2 = 47$ .

Для того чтобы минерал удовлетворял трехкомпонентному виду, необходимо, чтобы каждый из трех компонентов составлял не менее  $\frac{1}{6}$  части суммы молекулярных количеств.

Такое требование, как видно, не удовлетворяется. Следовательно по двухвалентным окислам минерал не является трехкомпонентным видом. Таким образом Mn приходится исключить из числа элементов, определяющих минеральный вид. Введем его лишь в обозначение разновидностей минерального вида.

Для отнесения к двухкомпонентному виду необходимо, чтобы количество каждого из оставшихся окислов было не меньше  $\frac{1}{4}$  суммы их.

$$\text{MgO} + \text{FeO} = 33 + 12 = 45.$$

Ясно, что минерал по двухвалентным окислам является двухкомпонентным.

Теперь аналогичным же образом разберем вопрос с трехвалентными окислами.

$$\text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3 = 34 + 10 + 5 = 49; 5 < \frac{1}{6} \cdot 49.$$

$$\text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 = 34 + 10 = 44; 10 < \frac{1}{4} \cdot 44.$$

Следовательно по трехвалентным окислам минерал является однокомпонентным видом.

Таким образом химическая формула нашего минерала выразится так:  $(\text{Mg, Fe}) \text{Cr}_2\text{O}_4$ .

Согласно нижеприводимой табл. 2<sup>3)</sup> минеральных видов шпинелидов наш минерал должен носить название магнохромита. Наша разновидность магнохромита, как минерального вида, характеризуется присутствием изоморфной примеси  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и в меньшей степени  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{MnO}$ .

<sup>1)</sup> Для серпентина Нижне-Тагильских хромитов был принят средний химический состав серпентина для этого массива.

<sup>2)</sup> Приведенный выше анализ таким путем был выполнен в лаборатории ЦНИГРИ Ю. П. Квинович.

<sup>3)</sup> Эта таблица заимствована (и несколько пополнена автором) из неопубликованного еще III выпуска „Курса описательной минералогии“ А. К. Болдырева. За любезное предоставление рукописи А. К. Болдыреву выражаю искреннюю благодарность.

Таблица 2  
Классификация минеральных видов класса шпинели (M<sup>1</sup> R<sub>2</sub><sup>2</sup> O<sub>4</sub>).

Трех-валентн. элементы	Д в у х в а з х о н т н ы е в л е с м е н т ы														
	Mg	Fe <sup>3+</sup>	Mn <sup>2+</sup>	Zn	Mg, Fe <sup>2+</sup>	Mg, Mn <sup>2+</sup>	Mg, Zn	Fe <sup>2+</sup> , Mg <sup>2+</sup>	Fe <sup>2+</sup>	Mn <sup>2+</sup> , Zn	Mg, Fe <sup>2+</sup> , Mn <sup>2+</sup>	Mg, Fe <sup>2+</sup> , Zn	Ni <sup>2+</sup> , Mn <sup>2+</sup> , Zn	Fe <sup>2+</sup>	Mg, Fe <sup>2+</sup> , Mn <sup>2+</sup> , Zn
Al	Шпинель 20	Герцинит 1		Гани 14 <sup>4</sup>	Пилонаст 15		Аутомолит 3	Галаксит	Крейтолит 1		Магноферро-ганин 2			Магнито-феррогацин 1	
Fe <sup>2+</sup>	Магноферрит 1	Магнацит Много Хромит 25	Лякобит 4 1)		Магно-магнацит 5	Магно-лякобит 1		Ферро-лякобит		Фрак-лянит 11				Ферро-фраклянит 1	
Cr	Писро-хромит 1				Магно-хромит 37										
Mn <sup>2+</sup>			Гаусманит 11												
Al, Fe <sup>2+</sup>	Хром-шпинель <sup>2)</sup> 1	Аломо-хромит <sup>2)</sup> 14			Хром-пексолит 58									Дислит 1	
Al, Cr															
Al, Mn <sup>2+</sup>					Магно-ферро-хромит <sup>2)</sup> 4										
Fe <sup>2+</sup> , Cr															
Fe <sup>2+</sup> , Mn <sup>2+</sup>				Мангано-лякобит 3											
Cr, Mn <sup>2+</sup>															
Al, Fe <sup>2+</sup> , Cr	Ферри-хром-шпинель <sup>3)</sup> 4				Ферри-хром-ляколит <sup>2)</sup> 7										
Al, Fe <sup>2+</sup> , Mn <sup>2+</sup>															
Al, Cr, Mn <sup>2+</sup>															
Fe <sup>2+</sup> , Cr, Mn <sup>2+</sup>															
Al, Fe <sup>2+</sup> , Cr, Mn <sup>2+</sup>															

<sup>2)</sup> Получены искусственно. Анализ см. у Doulet'а Handb. IV, 14, 687.

<sup>3)</sup> Новые названия.

А. К. Болдыревым таким образом установлены среди минералов группы шпинели по опубликованным анализам различные минеральные виды, которые сведены в виде таблицы (см. табл. 2). Цифры в табл. 2 обозначают число анализов, попавших в каждую клетку минерального вида<sup>1)</sup>. Интересно, что некоторые минералы, одинаково называвшиеся разными авторами, попали в различные клетки, и наоборот, в одну и ту же клетку попадали разно называвшиеся минералы. Это говорит о том, что до сих пор не было твердого критерия в определении минеральных видов.

Кроме того пришлось дать ряд новых названий минеральных видов, помещенных в таблице.

Как видим, к числу хромшпинелидов относятся следующие минеральные виды: хромит, пикрохромит, магнохромит, хромшпинель, алюмохромит, хромпикотит, магноферрихромит, феррихромшпинель и феррихромпикотит. Нет никакого сомнения, что это число минеральных видов в дальнейшем несколько пополнится. Вполне возможно установление например таких видов:  $Mg(Fe,Cr)_2O_4$ ;  $Fe(Fe,Cr)_2O_4$  и  $Fe(Fe,Cr,Al)_2O_4$ , так как некоторые из известных химических анализов довольно близко подходят к ним. Наиболее распространенными хромшпинелидами среди хромовых руд являются: хромит (25), магнохромит (37), алюмохромит (14) и хромпикотит (58).

Все эти хромшпинелиды в практике геолого-разведочного дела, как уже указывалось, называются просто „хромитами“, тогда как рациональные названия минеральных видов могут иметь весьма существенное значение хотя бы в деле промышленной сертификации руд и концентратов. Для металлургических целей далеко не безразличны колебания химического состава хромовых руд. Поэтому классификацию хромшпинелидов по их химическому составу надо только приветствовать и внедрить в практику хромового дела.

Таким образом колебание содержания окиси хрома в различных хромшпинелидах зависит от того, в каком количестве принимают участие в составе минерала изоморфные примеси. Обычно это содержание ( $Cr_2O_3$ ) колеблется в пределах 40 — 52%, реже оно спускается до 28% и подымается до 60%. Как видно, диапазон колебаний содержания окиси хрома в различных хромшпинелидах, составляющих главную рудную массу месторождений, весьма значителен.

Следует отметить, что содержание окиси хрома в каком-либо данном рудном теле для различных его частей обычно более или менее сохраняется. Это может иметь место также для целых групп месторождений, связанных между собой территориально. Однако в некоторых случаях в различных хромитовых гнездах одного и того же массива содержание окиси хрома может значительно колебаться. Бывают даже такие случаи, когда в одном и том же гнезде наблюдаются значительные колебания в химическом составе хромшпинелидов. Например для одного из месторождений автором были констатированы такие колебания в химическом составе хромшпинелидов:

$Cr_2O_3$	46,51	до	52,42
$Al_2O_3$	0,30		16,04
$Fe_2O_3$	5,10		18,26
$FeO$	9,06		17,24
$MgO$	8,37		13,54
$MnO$	0,02		1,55

Это обстоятельство делает подчас весьма ответственной операцией опробования хромовых месторождений или штабелей хромовых руд. В истории хромового дела известны случаи порой курьезных недоразумений, вызванных недостаточно серьезным отношением к делу опробования. Это же обстоятельство необходимо иметь в виду и при обогащении хромовых руд.

<sup>1)</sup> Исследовано свыше 230 анализов, опубликованных в литературе, + 21 анализ из принадлежащих автору настоящей статьи.

В качественной характеристике хромовых руд большую роль играет содержание окиси хрома в самом минеральном виде хромшпинелида. Это содержание, как уже подчеркивалось, зависит от количества изоморфных примесей в хромшпинелиде.<sup>1)</sup> Поэтому вполне естественным должно казаться то обстоятельство, что сплошная хромовая руда с низким содержанием окиси хрома не дает удовлетворительных результатов механического обогащения. Примером этому являются низкосортные сплошные руды Сарановского месторождения на Урале. Неудачу обогащения в этих случаях пытались даже объяснить тончайшими срастаниями «хромита» с серпентином. Однако сравнительно ничтожное содержание кремнекислоты ( $\text{SiO}_2$ ) в полученном концентрате говорит далеко не в пользу этого.

Что же касается вкрапленных хромовых руд, то в результате обогащения за счет силикатных составных частей часто получаются высокосортные концентраты. Однако известны случаи, когда, несмотря на вполне удовлетворительные результаты механического обогащения, содержание окиси хрома в концентрате невелико, как это например было констатировано для алапаевских вкрапленных руд. Несомненно, что здесь опять-таки играет роль минеральный вид хромшпинелида, вернее — содержание окиси хрома в нем самом.

Возможность широкого колебания в содержании окиси хрома заставляет несколько критически отнестись особенно к методике опробования вкрапленных руд. Не касаясь самой методики взятия пробы, существенно не отличающейся от обычной методики, следовало бы остановиться на методике испытания пробы. Обычно после ряда полагающихся сокращений полученную химическую пробу вкрапленной руды отдают в лабораторию в анализ на окись хрома ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ) как наиболее важный компонент руды, в лучшем случае на окислы других элементов. Данные анализа сопоставляются со степенью вкрапленности хромшпинелида, оцененной обычно на-глаз, в результате чего получается довольно грубое, подчас неверное представление о качестве руды. При разведках закавказских вкрапленных хромовых руд автором было предложено в качестве обязательных данных, кроме содержания окиси хрома ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ), иметь данные по содержанию кремнезема ( $\text{SiO}_2$ )<sup>2)</sup>. Дело в том, что при грубом исчислении количество  $\text{SiO}_2$  равняется  $\frac{1}{3}$  весовой массы серпентина. Последний в большинстве случаев является почти единственным силикатным минералом в хромовых рудах и сама руда тогда представляется по существу биминеральной породой (см. рис. 13). Учтя приблизительно весовое количество серпентина, мы можем получить за вычетом из суммы (100%) весовое количество хромшпинелида, на которое можно и пересчитать содержание окиси хрома.

Предположим, лаборатория дала содержание  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  во вкрапленной руде = 26,7% и  $\text{SiO}_2$  = 15,1%; отсюда:  $15,1 \times 3 = 45,3\%$  (серпентина);  $100 - 45,3 = 54,7\%$  (хромшпинелида). Следовательно 26,7%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  относятся к 54,7% хромшпинелидовой массы. Отсюда содержание  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  в самом хромшпинелиде =  $\frac{26,7 \cdot 100}{54,7} = 48,8\%$ .

Поряду с этим был произведен также следующий опыт. Отходы от последнего сокращения измельченной до 1 мм пробы промывались и доводились в старательском ковше (или лотке). Получившийся в результате доводки шлик до некоторой степени должен был характеризовать тот концентрат, который мог бы быть получен при обогащении этой руды на фабрике. Полученный таким образом концентрат также анализировался на содержание окиси хрома и кремнезема. Интересно отметить, что полученные и соответственным образом пересчитанные данные немногим отличались от вычисленных данных пробы, не подвергнутой промывке. При этом колебания были одного порядка в ту и другую сторону. В результате автор пришел к убеждению, что этот шлиховой метод при опробовании вкрапленных руд можно рекомендовать как наиболее целесообразный.

<sup>1)</sup> Для целей металлургической промышленности, а также и для целей экспорта хромовых руд содержание  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  в них должно быть не ниже 45%.

<sup>2)</sup> И во вторую очередь для части проб по содержанию:  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$  и  $\text{Fe}$ .

К вопросу об опробовании необходимо сделать еще одно замечание. Обычно при приготовлении химической пробы операцию дробления производят в чугунных ступах. Естественно проба от этого несколько засоряется железными крошками. Насколько известно автору, в некоторых лабораториях перед пуском пробы в химический анализ эти крошки выделяются с помощью магнита. Этого делать ни в коем случае не следовало бы, так как при этом довольно часто извлекается часть магнитных зерен хромшпинелидов (а их бывает иногда не мало, как пришлось в этом убедиться).

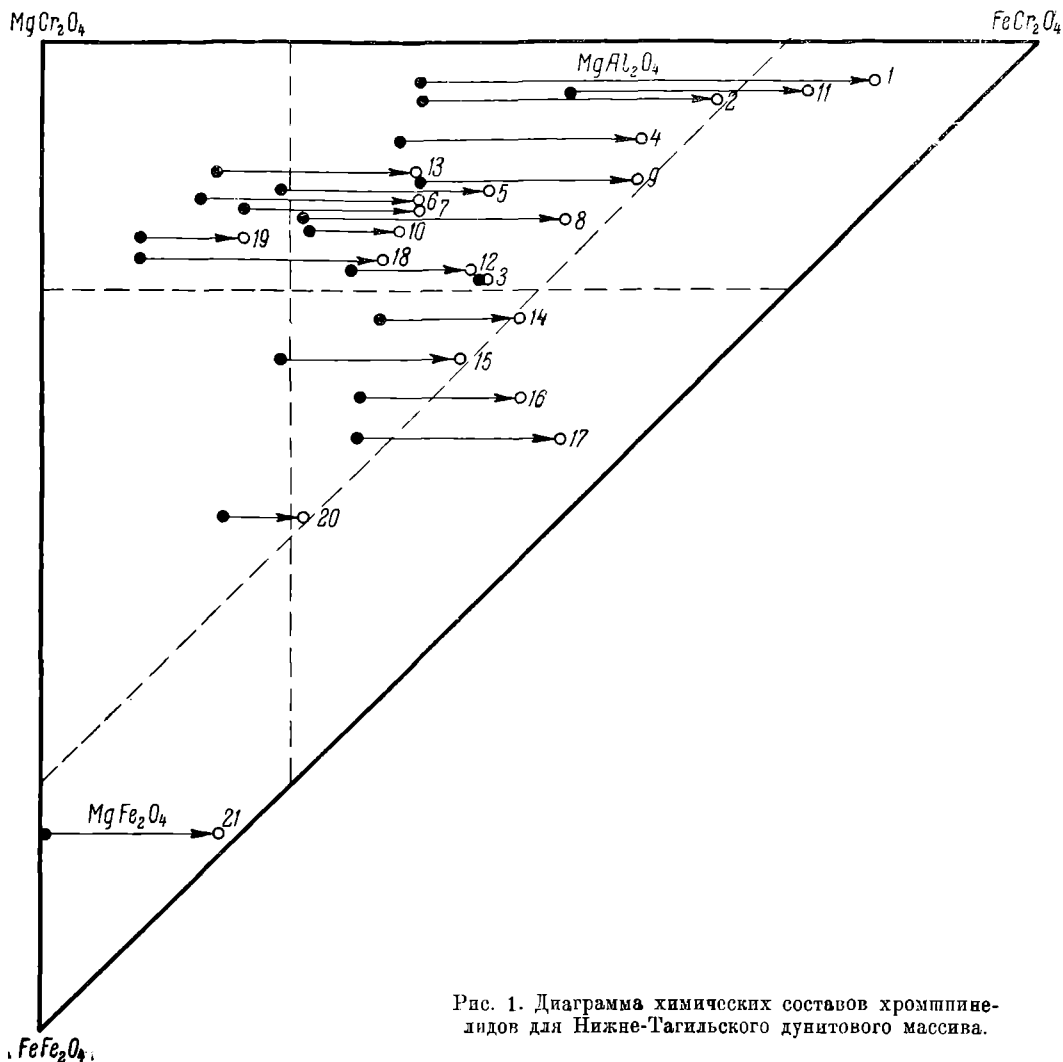


Рис. 1. Диаграмма химических составов хромшпинелидов для Нижне-Тагильского дунитового массива.

Некоторые минеральные виды, например более богатые железом магноферрихромиты и феррихромпикотиты, обладают даже полярным магнетизмом. Для очистки пробы от железных крошек лучше всего прибегать к обработке ее слабой соляной кислотой. Как показал химический анализ вытяжки, этот способ очистки пробы от железных крошек вполне достигает своей цели<sup>1)</sup>.

Еще добавим два слова к вопросу о характеристике химического состава хромшпинелидов в связи с пространственным положением рудных гнезд. Было уже сказано, что химический состав хромшпинелидов для различных гнезд данного массива

<sup>1)</sup> Если в руде имеется значительное содержание кальцита, то в этом случае анализ на окись кальция лучше делать из отдельной пробы.

иногда может значительно колебаться, притом без каких-либо определенных закономерностей. Тем не менее однако в некоторых случаях все же можно подметить некоторые правильности в изменении химического состава в связи с расположением гнезд по массиву. Так например это имеет место в Нижне-Тагильском платиноносном габбро-перидотитовом массиве.

Как известно, этот массив в ряду других платиноносных массивов Урала представляет собой один из примеров совершенной дифференциации габбровой магмы. Скопления хромистого железняка приурочены к дунитовой центральной части массива, т. е. среди перидотитов, которые сменяются затем пироксенитами. К последним местами приурочены скопления уже магнитного железняка (хромшпинелидовых гнезд не наблюдается).

На прилагаемой пространственной диаграмме (рис. 1) графически изображены химические составы хромшпинелидов из платиноносных массивов Урала. При этом данные химических анализов за вычетом процентных количеств серпентиновой части были пересчитаны на соответствующие простые шпинелиды в следующем порядке:  $MgAl_2O_4$ ,  $MgCr_2O_4$ ,  $FeCr_2O_4$ , и  $FeFeO_4$ . Содержание Mn в анализе присоединилось к Fe, а Ca — к Mg<sup>1)</sup>.

Чрезвычайно любопытно, что на этой диаграмме нашла отражение связь между расположением гнезд хромистого железняка и его химическим составом. Химические составы тех хромистых железняков, которые были расположены среди самого дунитового массива, заняли на диаграмме верхнюю часть. Химические же составы гнезд вблизи и в самих перидотитовых участках (№ 14, 15, 16, 17 и 20) расположились ниже, т. е. ближе к  $FeFe_2O_4$ . Наконец анализ № 21 представляет собой химический состав магнитного железняка из пироксенита.<sup>2)</sup>

### Пространственное положение и морфологические особенности хромовых месторождений

#### Расположение рудных тел среди массива.

Вопрос этот тесно связан с геологическим строением вмещающего массива, представляющего собой обычно комплекс ультраосновных и основных (реже также кислых) пород.<sup>3)</sup> Месторождения хрома, как правило, имеют магматическое происхождение, но, как увидим дальше, момент образования скоплений хромшпинелидов может быть приурочен либо к более ранним стадиям застывания массива либо, наоборот, к последним стадиям. И в том и в другом случае расположение рудных тел в пространстве должно находиться в соответствии с геологическим строением массива.

На происходивших съездах по черным металлам некоторые из геологов склонны были утверждать, что месторождения хромистых железняков обычно приурочены к периферии ультраосновных массивов. Другие же видели некоторые закономерности в «плеядном» расположении рудных тел. Автор на основании своих детальных наблюдений высказывал мысль, что среди перидотитовых массивов скопления хромистого железняка нередко могут быть приурочены к дунитовым участкам перидотитового массива, и это может существенно сказаться на расположении рудных тел в массиве как едином целом. Все эти вопросы настоятельно требуют изучения каждый раз геологического строения того или иного массива.

Как известно, на помощь может прийти детальная геологическая съемка, причем приходится прибегать к крупным масштабам, по крайней мере к 1/5 000, а в некоторых случаях к 1/2 000, 1/1 000, а иногда даже 1/500. Автору приходилось слы-

<sup>1)</sup> Содержание окиса кальция обычно было очень невелико (не превышало 0,15%), так что присоединение его к Mg существенного влияния на характер диаграммы не могло оказать.

<sup>2)</sup> Нужно заметить, что для анализа № 21 вектор, изображенный на диаграмме, относится не к  $MgAl_2O_4$ , как для всех других анализов диаграммы, а к  $MgFe_2O_4$ , так как содержание  $Al_2O_3$  в этом минерале оказалось ничтожным.

<sup>3)</sup> При этом совершенно естественно, что совокупность отдельных массивов ультраосновных пород, принадлежащих к одной и той петрогенической эпохе, образует единую петрогеническую, а следовательно и металлогеническую, провинцию. Так, перидотитовые массивы Альп, Греции, Малой Азии (?) и Закавказья, прорывая третичные (палеогеновые) отложения, являются составной частью средиземноморской петрогенической провинции.

шать возражения против возможности производить такую съемку на том основании что обычно широко распространенная серпентинизация ультраосновных пород не, позволяет отличать их друг от друга в поле. Однако на самом деле даже сильно озмеевикованные дуниты и перидотиты сравнительно легко могут быть распознаны как по характеру корки выветривания (реликтовым текстурам), так и в свежем изломе, не говоря уже о пироксенитах<sup>1</sup>.)

В выветрелом состоянии серпентинизированный дунит узнается чрезвычайно легко по ровной поверхности выветривания и совершенно чистой желто-бурой окраске. Почти всегда удастся заметить на выветрелой поверхности вкрапленные зерна хромшпинелидов. Эти признаки при некотором навыке позволяют безошибочно отличать дунит от перидотитов с их пятнистой бурой окраской и неровной поверхностью выветривания. Лишь в сильно серпентинизированных породах, утративших свою

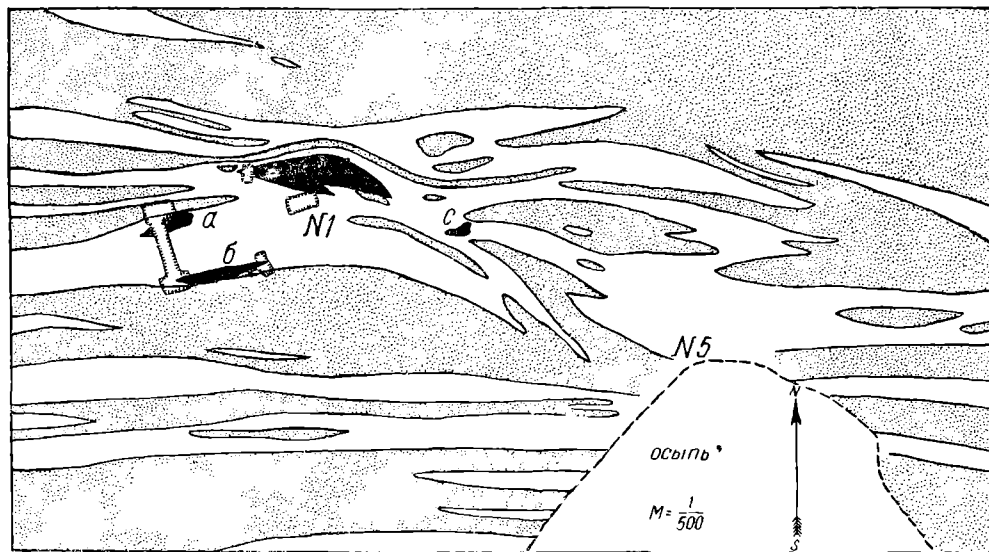


Рис. Детальная геологическая карточка одного из участков массива.

Черное — хромшпинелидовые рудные тела; площади, покрытые точками — перидотит; белые площади — дунит.

реликтовую текстуру, не может быть установлена их первоначальная природа, и тогда их приходится отмечать на карте просто серпентинитами.

Большие затруднения при составлении детальной геологической карты крупного масштаба часто доставляет слабая степень обнаженности массива. Однако это обстоятельство отнюдь не должно служить препятствием к изучению строения массива и в связи с этим закономерностей расположения рудных тел среди массива.

При детальном изучении Надеждинского перидотитового массива (на с.-в. берегу оз. Гокча в Армении) было определено констатировано, что скопления хромистого железняка были приурочены, как правило, к дунитовым участкам массива.<sup>2</sup>) Это обстоятельство в значительной мере облегчило поисково-разведочные работы на хромит. В качестве иллюстрации приводится детальная геологическая карточка одного из участков массива (рис. 2). Как показали геологические наблюдения по склону долины, вытянутые в широтном направлении дунитовые тела имеют вертикальное падение. Это навело на мысль о возможности встречи слепых рудных тел

<sup>1</sup>) Некоторыми уральскими работниками, как выяснилось, собственно перидотиты ошибочно принимались за озмеевикованные пироксениты, в связи с чем ошибочно трактовалась связь хромовых месторождений с этими породами.

<sup>2</sup>) Более подробно об этом автором излагается в сдавнй в печать работе: „Надеждинский перидотитовый массив и месторождения хрома“. Труды ЦНИГРИ.

на глубине, что и подтвердилось разведочными выработками.

Таким образом этот пример, как один из возможных многих других, показывает прямую зависимость расположения рудных тел в массиве от его геологического строения.

### Формы, размеры и условия залегания рудных тел

Общие формы рудоносных участков и частные формы рудных тел можно свести к трем главным типам:

1. Гнездообразные, т. е. более или менее изометрические (все три измерения в пространстве примерно одинаковы). Сюда должны быть отнесены также шлировые обособления хромистого железняка.

2. Столбообразные, т. е. вытянутые в одном направлении тела с различным поперечным сечением. В случае линзообразной формы поперечного сечения столбообразных тел нередко наблюдаются скатывания рудного тела в ту или другую сторону в плоскости падения рудного столба; нередки также склонения столбообразных рудных тел.

3. Жилообразные, когда тело в пространстве вытянуто в двух направлениях при третьем незначительном измерении.

Несомненно, что наблюдается кроме того целый ряд переходных форм между этими типами, например вытянутые гнезда, линзообразной формы рудные тела и пр.

Бывают случаи, когда месторождение представляет собой совокупность более мелких разобитых тел или когда более крупное тело сопровождается более мелкими. При этом частные формы этих мелких тел могут не соответствовать общей форме рудных скоплений. Например целый ряд линзообразных тел в общем образует иногда столбообразной формы тело. Кроме того нередко наблюдаются рудные тела крайне неправильных форм, например с различного вида ответвлениями, переходами из одной формы в другую и пр.

Естественно, что пространственное представление о форме рудного тела можно получить на основе детального систематического картирования на разных горизонтах обычно в масштабе 1/250 или 1/100.

При изучении строения рудного тела приходится вести зарисовки забоев в масштабе 1/50 или 1/25. Как правило, фиксация профилей рудных тел, а также и зарисовка деталей строения рудного тела должны производиться в плоскости, перпендикулярной простиранию или вытянутости рудных масс. Этого необходимо достигать в каждом отдельном случае, если мы хотим получить реальное представление о форме и строении рудного тела. При этом бывает весьма полезным изображение морфологии особенностей рудных тел в аксонометрических проекциях.

Наиболее распространенными формами и хромовых месторождений являются по видимому столбообразные, гнездообразные и линзообразные. Типичные жилообразные тела встречаются реже.

Изучение размеров рудных тел преследуется стремлением получить представление о количественной характеристике хромовых руд с целью выявления их запасов. В большинстве случаев размеры рудных тел оказываются небольшими. Часто поперечные сечения рудных тел измеряются всего лишь единицами и десятками квадратных метров, реже сотнями и тысячами (как например в Сарановском месторождении на Северном Урале). На глубину столбообразные тела прослеживаются до 40—100 м, иногда и больше.

Тот факт, что, с одной стороны, размеры рудных тел часто бывают невелики, а с другой, ценность хромовых руд сравнительно с другими черными металлами высока, часто обуславливает, сочетание разведочных работ с эксплуатационными. В этих случаях совершенно нерационально бывает расходовать большие суммы только на одни дорогие стоящие разведочные, в том числе и буровые работы.<sup>1)</sup> Эти обстоятельства часто некоторыми разведчиками совершенно не учитывались.

<sup>1)</sup> Точно так же совершенно излишними теперь являются предварительные испытания на обогащение хромовых руд на обогатительных станциях. Как правило, выкрашенные хромовые руды механически обогащаются удовлетворительно. Важно бывает лишь установить содержание окиси хрома в концентрате, полученном из измельченной пробы при ковшевой доводке.

Правда, в некоторых случаях может оказаться, что небольшие рудные выходы на дневную поверхность принадлежат верхней части более крупного рудного тела, как например это имело место для Гологорского месторождения на Урале. В этих сравнительно редких случаях никогда не бывает поздно перейти от разведочно-эксплуатационных работ к систематической разведке.

К сказанному следует лишь добавить, что какой-либо строгой зависимости между количеством и размерами рудных скоплений, с одной стороны, и размерами вмещающих массивов—с другой, все же повидимому в большинстве случаев не наблюдается.

В условиях залегания рудных тел хромистого железняка мы обычно не наблюдаем сколько-нибудь широкого разнообразия. В подавляющем большинстве случаев мы имеем углы падения рудных тел крутые до вертикального. Условия залегания линзообразных и жиллообразных рудных тел часто соответствуют условиям залегания вмещающей породы. Для многих уральских массивов вытянутость в горизонтальном сечении, или простираания рудных тел, по преимуществу совпадают с меридиональным направлением.

### Текстуры и структуры руд

По способу выполнения пространства рудным материалом среди хромовых руд можно различать следующие типы:

- 1) массивные или сплошные руды;
- 2) вкрапленные руды;
- 3) такситовые руды, т. е. руды неоднородного строения, состоящие из перемежающихся участков руды с пустой породой или сплошных руд с участками вкрапленных руд.

Сплошные руды нередко все же содержат в себе включения серпентина, иногда хлоритов, карбонатов и пр.

Среди вкрапленных руд можно различать равномерно-и неравномерно-вкрапленные руды, причем первые можно подразделить на: а) весьма густовкрапленные (от 75—90%); б) густовкрапленные (около 50%); в) руды с значительной вкрапленностью (около 30%) и г) руды с незначительной вкрапленностью (около 10—15%). Такой учет степени вкрапленности при оценке месторождений имеет определенное практическое значение.

Так называемые «маковые», «гороховые», «бобовые» или «нодулярные» руды представляют разновидности вкрапленных руд, причем здесь, как видно из названий, учитываются размеры рудного компонента в породе.

Такситовый тип руды с практической точки зрения представляет собой большей частью объект, требующий так же, как и вкрапленные руды, механического обогащения. Правда, в зависимости от размеров составных частей этот тип руды может подвергаться также и ручной рудоразборке.

Текстуриные особенности хромовых руд не представляют собой большого разнообразия. Среди первичных текстур хромовых руд следует выделить четыре наиболее распространенных вида:

- 1) однородная текстура;
- 2) атакситовая текстура;
- 3) полосчато-такситовая (или полосчатая) текстура;
- 4) брекчиевидно-такситовая (или брекчиевидная) текстура.

Совершенно ясно, что однородной текстурой могут характеризоваться первые два типа руд: массивный и равномерно-вкрапленный. Атакситовая, полосчатая и брекчиевидная текстуры свойственны двум последним типам: неравномерно-вкрапленному и такситовому. Под именем атакситовой текстуры, как известно, подразумевается сочетание минеральных участков неправильной формы и различного строения без какой-либо закономерности расположения их в пространстве. Пример этому мы можем часто наблюдать в неравномерно-вкрапленных рудах, содержащих в виде пятен участки массивной руды. Полосчатая текстура нередко бывает представлена ленточно-полосчатыми рудами. Брекчиевидная текстура наблюдается реже и преимущественно

в рудах такситового типа. Обычно куски боковой породы угловатой или закругленной формы цементируются либо сплошными выделениями хромшпинелидов либо вкрапленной массой.

Что же касается структур руд, то они также не отличаются сколько-нибудь значительным разнообразием. Среди сплошных хромовых руд мы наблюдаем обычно панидиоморфно-зернистую, несколько реже аллотриоморфно-зернистую структуру. Вкрапленным же рудам, естественно, свойственна гипидиоморфно-зернистая структура (см. рис. 13 и 14).

О некоторых структурных особенностях, обусловленных явлениями метаморфизма (в частности о реакционных каймах в зернах хромшпинелидов) будет упомянуто ниже.

Следует лишь в двух словах коснуться методики выявления структуры в сплошных хромшпинелидовых агрегатах. Так как хромшпинелиды являются оптически изотропными и ко всем с структурной целью применяемым реагентам относятся индифферентно, то в сплошных рудах обычными путями нам не удастся выявить их структуру. Однако с этой целью можно применить следующий сравнительно простой способ изучения структуры подобных агрегатов, основанный на векториальных свойствах скорости принимать полировку. Образец после тщательной доводки с тончайшими порошками (т. н. минутниками) подвергают несовершенной полировке на сушке в течение 15—20 минут. Так как разноориентированные зерна агрегата будут приполировываться с различной скоростью, то если остановить процесс полировки в тот момент, когда часть зерен приобретет соответствующий блеск, а другие будут еще иметь матовые отблески, мы будем в состоянии заметить на-глаз или под микроскопом форму, размеры и способ сочетания этих зерен, т. е. как раз то, что требуется для определения структуры. Предлагаемый способ выявления структуры значительно проще, нежели продолжительное травление сильнодействующими смесями (смесь хромовой и серной кислот и др.). По сообщению С. А. Вахромеева смесь кислот соли хлорной кислоты с серной в течение часа при кипячении выявляет лишь внутреннее строение хромшпинелидовых зерен, в частности направления спайности в отдельных зернах по плоскостям октаэдра. Между прочим согласно его данным эта смесь в противоположность другим реагентам производит слабо разрушающее действие на серпентиновые части полированного шлифа.

### **О возрастных взаимоотношениях минеральных компонентов**

Чтобы можно было с уверенностью разобраться в генетических взаимоотношениях первоначальных минеральных компонентов в каком-либо месторождении, необходимо убедиться в том, что они не затушеваны позднейшими метаморфическими процессами. В случае наличия последних вопрос этот решается часто далеко не просто, если не удастся полностью расшифровать явления эпигенетического метаморфизма.

### **О явлениях метаморфических изменений в рудах и боковых породах**

Как известно, в подавляющем большинстве случаев массивы ультраосновных пород претерпели в той или иной степени эдимагматические изменения, выразившиеся главным образом в озмеевиковании пород. В настоящее время, кажется, уже нет сомневающихся в эндогенном характере этого процесса, т. е. процесса серпентинизации, но может быть некоторые недооценивают метаморфической роли его в месторождениях хромистого железняка.

Серпентинизация оливина и пироксенов, как известно, сопровождается значительным увеличением объема минеральной массы. Весьма вероятно, что процесс серпентинизации протекает при пониженном давлении подобно тому, как происходит в природе превращение ангидрита в гипс<sup>1)</sup>. По крайней мере для Нижне-Тагиль-

<sup>1)</sup> Геологическими наблюдениями установлено, что в осадочных толщах на глубинах, превышающих 100 м от поверхности земли, почти всюду мы встречаем ангидрит вместо гипса. Повидимому давление вышележащих пород настолько велико, что препятствует переходу ангидрита в гипс.

ского дунитового массива, как показала глубокая скважина, мы имеем на глубине примерно 450—500 м постепенный переход от озмеевикованного дунита в совершенно незатронутый серпентинизацией дунит.

Расширение объема при серпентинизации ультраосновных пород оказывает динамические воздействия на другие химические более устойчивые минералы, как например хромшпинелиды, хромгранаты, сульфиды и пр. Эти воздействия обуславливают прекрасно наблюдающееся под микроскопом растрескивание минералов, иногда ориентированное, местами сопровождающееся незначительными смещениями. В сильно озмеевикованных участках возможно происходят передвижки и более крупного масштаба (глыбового характера) с явлениями брекчиевания, как это было можно видеть и сравнивать при разведке подземными выработками целых районов в Нижне-Тагильском дунитовом массиве. Несомненно, что их не всегда удастся отличить от явлений экзодинамических воздействий, обусловленных орогенческими движениями.

Но, кроме явлений механического порядка, процесс серпентинизации влечет за собой и химические изменения в вещественного состава хромовых месторождений. Метаморфизирующие растворы являются достаточно активными, чтобы химически воздействовать на ряд таких устойчивых в химическом отношении минералов, как хромшпинелиды, некоторые сульфиды и даже минералы платиновой группы. При этом нередко мы наблюдаем ряд новообразований в виде хлоритов, магнетита, «вторичных» хромшпинелидов, самородной меди, некоторых сульфидов и др., свидетельствующих о том, что процессы озмеевикования протекали все же повидимому при определенно повышенных температурах.

Остановимся вкратце на явлениях метаморфизма хромшпинелидов.

Уже сравнительно давно было известно, что в ультраосновных породах хромшпинелидовые зерна в тонких шлифах часто по периферии бывают непрозрачны, причем эти непрозрачные каймы следуют и вдоль трещин внутри зерен. В литературе это явление отмечено многими исследователями и обычно без всяких оснований описывается как переход «цикотита» или «хромовой шпинели» в «хромит».

В полированных шлифах эти непрозрачные каймы выглядят более светлыми по сравнению с центральными участками, что особенно резко наблюдается при рассмотрении их с помощью иммерсионных объективов в кедровом масле. Для этой цели чрезвычайно важно иметь хорошо отполированный шлиф, так как в плохо доведенных шлифах непрозрачные участки благодаря своей большей хрупкости кажутся сильно ямчатыми и лишают возможности усмотреть структурные детали хромшпинелидовых зерен.

Изучение в отраженном свете с наибольшей отчетливостью подтверждает приуроченность этих кайм к периферическим частям зерен (рис. 3), к трещинам внутри их, а также вокруг включений посторонних минералов в зернах хромшпинелидов. Таким образом морфологические особенности этих выделений совершенно определенно говорят за позднейшее их образование. Они носят характер типичных реакционных кайм.

Соотношения между измененными и неизменными частями хромшпинелидовых зерен бывают весьма различны вплоть до полного превращения (см. рис. 4). Поскольку наибольшие изменения обычно приурочены к сильноозмеевикованным участкам оливиновых пород постольку повидимому их возникновение связано с процессом озмеевикования массива.

Эти изменения, как показывают наблюдения в отраженном свете, далеко не во всех случаях однообразны. Чаще всего мы имеем совершенно гладкополирующиеся каймы, причём кристаллические очертания зерен (там, где они имеют место) хорошо обычно сохраняются. Очевидно, здесь мы имеем типичный пример явления цементации<sup>1)</sup>. Вещественный состав этих кайм, или, вернее, корочек (в пространственном представлении), насколько можно судить по оттенкам отдельных участков, не всегда

<sup>1)</sup> В том смысле этого слова, как его понимают металлурги, т. е. как диффузию тех или иных элементов в среду данного вещества с образованием твердого раствора или химических соединений.

однороден. Как правило, более светлые участки (в отраженном свете), т. е. вероятно более сильно измененные, приурочены к наружным частям кайм.

Кроме того иногда среди кайм появляются новообразования в виде микроскопических мелких выделений хлоритов, свидетельствующие о том, что, по крайней мере, часть глинозема, входившего в состав хромшпинелида, вступает в реакцию с серпентиновым веществом. Обрастания зерен хромшпинелидов венчиками хлорита — факт общеизвестный (см. рис. 5). Его объясняют как результат этой же реакции. Возможно, что эта реакция имеет место, но автору в гокчинских змеевиках приходилось наблюдать факт, когда на все хромшпинелидовые зерна в шлифе обросли венчиками хлорита и последний развивался непосредственно среди серпентина в виде жилочек, правда, чаще соединяющих отдельные хромшпинелидовые зерна.



Рис. 3. Реакционные каймы метаморфических изменений хромшпинелидовых зерен (светлосерые). Темносерая цементующая масса — серпентин. Полированный шлиф.  $\times 30$



Рис. 4. Соотношения между измененными и неизмененными частями хромшпинелидовых зерен. Зерно *a* является нацело метаморфизованным, благодаря малым своим размерам. Зерно *b* метаморфизовано лишь по периферии. Полированный шлиф.  $\times 30$

В некоторых случаях наряду с хлоритом развивается среди каймы и серпентин, также в виде концентрически расположенных микроскопических включений. В литературе это явление описано. В шлифах одного из месторождений гокчинских хромитов автору приходилось наблюдать сплошное заполнение хромшпинелидовых зерен этими включениями. Сами зерна при этом конечно полностью утратили свою просвечиваемость. Строение их напоминало типичную губкообразную массу (см. рис. 6). Что эти губкоподобные зерна являются результатом позднейших изменений, за это говорит то обстоятельство, что можно отыскать различные стадии этих изменений в шлифах из разных штуфов этого месторождения.

Весьма любопытно, что метаморфизованные зерна обладают магнитными свойствами. Чем сильнее прошел метаморфизм с развитием хлоритов и серпентина, тем резче ощущаются магнитные их свойства. Для вкрапленных зерен хромшпинелидов испытания на магнитность с успехом производились автором с помощью микромагнита, сконструированного по способу, предложенному Мак Кинстри (Mc Kinsty). Для этой цели берется упругий конский волос, длиной в 10 см, монтируется одним концом на деревянной палочке, на другой конец с помощью синдетигона

или другого клея аккуратно укрепляется отломанное U-образное ушко стальной иголки. Это ушко затем намагничивается от простого магнита. Такой прибор укрепляется в горизонтальном положении на подставке на высоте столика микроскопа, а само ушко вводится в поле зрения микроскопа<sup>1)</sup>. При этом столик микроскопа приподымается настолько, чтобы ушко иголки было бы близко к касанию поверхности шлифа. После этого остается лишь с помощью салазок подводить под ушко те или иные зерна, которые пужно испытать на магнитность. Каждый раз, как только в поле действия микромагнита появлялось магнитное зерно, ушко иголки сразу же переставало дрожать и прилипало к магнитному зерну, отделяясь от него лишь при дальнейшем движении салазок, когда сила упругости конского волоса преодолевала силу магнитного притяжения. При этом движение салазками необходимо производить в направлении, перпендикулярном вытянутости конского волоса.



Рис. 5. Венчиковые обрастания хлоритом (светлосерые каймы) хромшпинелидовых зерен (черное). Остальная масса — серпентин. Прозрачный шлиф.  $\times 30$



Рис. 6. Губкоподобное строение сильнометаморфизованных зерен хромшпинелида. Темносерое — серпентин (внутри зерен и как цементирующая масса). Полированный шлиф.  $\times 30$

Особенно легко наблюдать магнитные свойства среди редко вкрапленных зерен хромшпинелидов.

Нужно сказать, что степень магнитности метаморфизованных участков для разных зерен бывает различна. Нередко микромагнит дает даже отрицательные результаты, вернее его чувствительность бывает недостаточна для обнаружения слабых магнитных свойств минерала. Сильно магнитными бывают те каймы, в которых имеются включения силикатовых новообразований (хлорита и серпентина). Особенно резко магнитность выражена естественно у магнетитовых жилоч (см. рис. 7), зерен и венчиков вокруг хромшпинелидовых зерен (см. рис. 8), о чем будет сказано несколько ниже.

Что же касается химической стороны этих изменений, то вопрос этот с полной достоверностью еще неясен. Как показал в свое время Дрессер, отделив с помощью магнитного сепаратора непрозрачные магнитные части от немагнитных просвечивающих частей, — эти метаморфизованные участки зерен хромшпинелидов богаче окисью железа и беднее окисью хрома по сравнению с просвечивающими участками.

<sup>1)</sup> Наблюдение производится при самом малом увеличении (объектив № 1 сист. Лейтца).

То же самое как будто бы было подтверждено опытами Свердловской обогатительной лаборатории, по словам Сазонова, и для некоторых алапаевских хромовых руд.

Описанные явления реакционных кайм не следует смешивать с венчикоподобными каймами магнетита, обрастающего иногда зерна хромшпинелидов (см. рис. 8) и



Рис. 7. Жилочки магнетита в серпентине. Крупное зерно шпата — хромшпинелид. Полированный шлиф.  $\times 30$



Рис. Зерна хромшпинелидов, обросшие выделениями магнетита (наподобие венчиков). Темносерос с рельефом — серпентин. Полированный шлиф.  $\times 30$

передко выполняющего трещины в них. В отраженном свете они хорошо отличимы по своему более светлому оттенку и меньшей твердости по сравнению с хромшпинелидами. Если наружные очертания реакционных кайм, как правило, представляют собой реликтовые кристаллические грани или очертания первоначальных зерен хромшпинелидов, а внутренняя граница кайм является неправильной (см. рис. 9а), то в венчикоподобных каймах обрастания наблюдается обратная картина: наружные очертания магнетитовых «венчиков» имеют в разрезе неправильные иззубренные линии (см. рис. 8—внизу снимка и рис. 9б). Благодаря тому, что в этих случаях сами зерна хромшпинелидов в тонких шлифах обычно также не просвечивают, при рассмотривании под микроскопом в проходящем свете создается ложное представление разбедания «рудных зерен», что иногда ошибочно и описывается в литературе.

Эти венчикоподобные каймы обрастания чаще всего наблюдаются в тех случаях, когда при серпентинизации оливина происходит довольно обильное выделение магнетита в виде «рудной пыли» в серпентиновых волокнах, а иногда и в виде неправильных жилочек (см. рис. 7).

Не лишним было бы добавить, что при сильнейшем метаморфизме вмещающих пород могут наступить существенные изменения и в морфологии рудных образований.

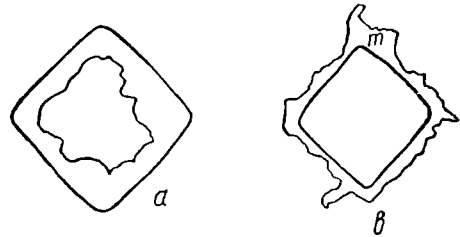


Рис. 9. Схема реакционной каймы и венчикоподобных обростаний отдельных зерен.

а — метаморфизованный по периферии кристалла хромшпинелида. б — кристалл хромшпинелида, обросший магнетитом (m).

Наблюдаются явления переотложений хромшпинелидового вещества в виде неправильных жилочек, ключьсообразных выделений и пр. Правда нельзя сказать, чтобы эти «вторичные» хромшпинелиды в количественном отношении играли большую роль. Чаще всего они наблюдались лишь под микроскопом. В сланцеватых серпентинитах голчинских массивов автором было замечено, что отдельные зерна и скопления их приобрели типичные линзообразные формы согласно направлению сланцеватости. При выветривании месторождений, как известно, хромшпинелиды являются химически устойчивыми минералами, что, как указывалось, обуславливает их нахождение в россыпях.

Чрезвычайно интересные метаморфические явления были обнаружены и для ряда других минералов, входящих в состав хромовых руд. К сожалению они для нас сейчас имеют второстепенное значение, и потому останавливаться здесь на их разборе не будем.

Таким образом из сказанного должно быть ясно, какой глубокий след могут оставлять метаморфизирующие агенты в энимагматический период существования хромовых месторождений. Правда, может быть эти изменения скорее свойственны подвергшимся метаморфизму месторождениям вкрапленного типа, но автору пришлось иметь дело с одним из месторождений голчинских перидотитовых массивов, в котором среди сплошных или густовкрапленных руд позднейшие изменения выражены были весьма ярко. Иллюстрированные микрофотографии (рис. 3, 4 и 5) как раз относятся к этому месторождению. Эти изменения для качественной характеристики руд имеют некоторое практическое значение и потому должны быть безусловно учтены при разведочных работах.

### Возрастные соотношения рудных тел и боковых пород

Для выяснения генетических взаимоотношений рудных тел с озмеевикованными вмещающими породами имеет чрезвычайно важное значение установление первоначальной природы метаморфизованных пород. Выше уже говорилось, что реликтовые текстуры наряду с микроскопическим контролем часто хорошо помогают разобраться в этом. Следовательно составление детальной реставрированной геологической карты для этой цели является безусловно необходимым, конечно поскольку это бывает выполнимо.

К сожалению в области вопросов этого порядка в распоряжении автора имеются только личные наблюдения. Литературные данные крайне скудны. Детальных геологических съемок производилось мало, причем расчленения «перидотитов» (в общем смысле слова), «змеевиков» или «ультраосновных пород» на составляющие обычно не делалось.

Из всех изверженных пород, с которыми могут быть генетически связаны хромовые месторождения, наиболее рудоносными являются дуниты и собственно перидотиты. Эти два представителя пород по всей вероятности имеют место во всех перидотитовых массивах. Лишь количественные соотношения их могут быть различны для разных массивов.

Вопрос о генетических взаимоотношениях этих пород между собой с достоверностью пока еще не установлен. Согласно теоретическим представлениям, основанным на соображениях физико-химического порядка, дунит, как чисто-основная порода, должен затвердевать при охлаждении первым среди комплекса ультраосновных пород того или иного массива. Для тех массивов, где магматическая дифференциация проявилась наиболее полно (для таких, как например Нижне-Тагильский массив), мы повидимому и имеем дело с этим явлением. В массивах с преобладанием собственно-перидотитовых пород эти взаимоотношения не всегда отчетливы. Так например для Надеждинского массива (в районе оз. Гокча) детальное изучение не дало возможности установить с определенной четкостью возрастные различия между дунитами и перидотитами и в результате привело к убеждению о почти одновременном затвердевании этих пород [однако интересно, что скопления хромшпинелидов были приурочены только к дунитовым участкам<sup>1)</sup>].

<sup>1)</sup> Подробнее об этом см. в сданной в печать работе: «Надеждинский перидотитовый массив и месторождения хрома».

Среди громаднейшего хорошо обнаженного перидотитового массива Рай-Из на Полярном Урале автору совместно с А. Н. Заварицким в полосчатом перидотите не раз приходилось наблюдать секущие тонкие жилки дунита, иногда с апофизами вдоль направления полосчатости в перидотите. То же самое наблюдал и Г. Л. Падалка на следующем к югу от Рай-Иза огромнейшем массиве Пай-Яр. В одном из участков по его зарисовкам дунит как бы даже цементирует перидотитовую брекчию. Любопытно, что в этих случаях дунит сопровождается скоплениями хромшпинелидов в том или ином количестве, а иногда и редкими сульфидами Ni и Cu. Поскольку подобные образования дунита редки и распространены среди массивов спорадически, причем размеры их по сравнению с перидотитовыми массами совсем ничтожны, постольку вряд ли можно приписывать сколько-нибудь существенную роль этим дунитовым образованиям в формировании этих массивов. Скорее всего они представляют собой частные формы осложненного процесса затвердевания перидотитовых пород, являясь остаточными выделениями магмы. В этом отношении взгляды автора полностью совпадают с взглядами А. Н. Заварицкого.

Переходя к вопросу о генетических взаимоотношениях между рудными телами и вмещающими их породами, нужно сказать, что наиболее полный для суждений материал имеется для тех месторождений, где вмещающей породой является дунит. Особенно детально автором эти взаимоотношения изучены для платиноносных скоплений хромшпинелидов, которые, кстати сказать, ничем существенным не отличаются от месторождений, не содержащих платины. Остановимся в самых общих чертах на характеристике этих данных.

В этом классе месторождений наблюдались все типы руд и их текстур, указанные выше. То же самое нужно сказать относительно форм рудных тел. Весьма важной стороной дела для наших целей является изучение текстур и характера их изменений в краевых, пограничных частях рудных тел. Правда, при этом необходимо все время опять-таки сообразоваться с размерами самого рудного тела, а также формой и строением его. Здесь могут быть следующие случаи.

1. Рудное тело по периферии постепенно переходит в боковую породу. Такие случаи наблюдаются не часто и главным образом для вкрапленных руд. Общие формы рудного тела либо гнездообразные либо линзообразные. По текстурным признакам руды относятся обычно к равномерно-вкрапленным, реже к неравномерно-вкрапленным с полосчатой текстурой. При этом каких-либо возрастных различий между рудной массой и вмещающей породой установить не удается. Повидимому здесь образование рудных скоплений сингенетично с окружающей породой.

2. Границы рудных тел резки. Особенно отчетливо это наблюдается для многих месторождений сплошных руд. Формы рудных тел при этом могут быть различными, чаще других наблюдаются жилкообразные или линзообразные. В текстурном отношении руды чаще всего представлены сплошными выделениями хромшпинелидов, хотя нередки и вкрапленные руды. Особого внимания заслуживают встречающиеся иногда брекчиевидные текстуры, в которых роль цемента играет рудное вещество в виде сплошных или вкрапленных скоплений хромшпинелидов; наряду с этим местами могут наблюдаться типичные рудные прожилки в боковой породе. Таким образом морфология этих рудных тел определенно указывает на более позднее образование рудных скоплений по отношению к вмещающей породе. Однако, поскольку наблюдались случаи явного пересечения подобных рудных масс прожилками дунита, постольку момент образования этих скоплений все же не выходил по времени далеко за пределы магматической стадии формирования массива. В количественном отношении этот случай представлен повидимому наиболее часто.

3. Различные случаи, занимающие промежуточное положение между первыми двумя. Подробно останавливаться на них мы не будем. Укажем лишь, что среди них наблюдается большое разнообразие текстур и форм рудных тел. Возрастные различия рудных скоплений и боковых пород выражены не так отчетливо, как в предыдущем случае, по все же часто бывает нетрудно установить более позднее образование хромшпинелидовых масс, исходя из анализа общеморфологических признаков рудных тел.

В некоторых случаях те или иные закономерности расположения рудных тел в пространстве помогают разобраться в генетических взаимоотношениях рудных масс и боковых пород. То же самое нужно сказать и относительно сложных рудных тел, т. е. состоящих из совокупности более мелких тел хромшпинелидов.

Теперь, касаясь вопроса о взаимоотношениях рудных образований с перидотитовыми породами, нужно сказать, что точных наблюдений здесь имеется мало. В хорошо изученном Надеждинском массиве (оз. Говья) сколько-нибудь значительных скоплений хромшпинелидов среди перидотитовых пород ни разу не наблюдалось, хотя недавно открытые среди Золского массива сравнительно крупные рудные тела линзообразной формы, представленные сплошным хромитом, приурочены к перидотиту. На Северном Кавказе среди Беденского перидотитового массива (р. Б. Лаба) большинство приуроченных к перидотитам рудных тел имеет жилкообразные формы. В текстурном отношении они представлены сплошными, местами густовкрапленными рудами. По отношению к вмещающим породам рудные тела являются несомненно более молодыми. Примерно ту же картину, по сообщению С. А. Вахромеева, мы имеем для крупнейшего на Урале Сарановского месторождения. Крупное жилкообразное тело сплошного хромистого железняка здесь залегает в небольшом сравнительно перидотитовом массиве согласно с общими элементами его залегания. Того же порядка генетические взаимоотношения рудных тел и вмещающих пород мы имеем (правда, по не совсем точным описаниям) для Миасского, Халиловского и других районов Урала.

Чрезвычайно оригинальны условия залегания и взаимоотношения с вмещающими породами хромшпинелидовых рудных тел в основных породах Бупшвельдского комплекса в Ю. Африке. Главной особенностью норитовой зоны, к которой приурочены хромититовые горизонты, является ее поразительная псевдостратификация. Эта зона, по видимому благодаря присутствовавшим минерализаторам (в частности сере в виде  $H_2S$  или  $Na_2S$ ), настолько идеально дифференцирована на целую серию составляющих пород (различные нориты, гарцбургиты, бронзититы; хромититы, анортозиты), что создает впечатление равнослойных осадочных пород. Характерно, что здесь хромититовые горизонты вместе с другими породами по восходящей линии геологического разреза повторяются до двух-трех раз, что, по объяснению Вагнера, обусловлено «перемежающейся кристаллизационной дифференциацией» вследствие периодических задержек в остывании массива в процессе оседания дна лополита. При этом хромититовые горизонты имеют мощность от 0,25 до 4,0 м и приурочены к нижней части норитовой зоны.

#### Данные микроскопического изучения генетических взаимоотношений минералов хромовых руд

Как известно, из вмещающих пород обычно дуниты, реже перидотиты и основные породы, содержат хромшпинелиды в качестве акцессорного минерала. Как правило, в дунитах включения хромшпинелидов являются либо первыми выделениями из магмы либо одновременными с оливином. Многократно описывалось расположение кристалликов хромита (размерами обычно в десятые доли миллиметра) внутри зерен оливина. Однакоряду с этим в дунитах и перидотитах некоторых массивов можно бывает наблюдать, что кристаллики хромита располагаются по периферии зерен оливина и иногда даже обнаруживают ксеноморфизм по отношению к оливину. Такие явления автором наблюдались в некоторых обогащенных хромшпинелидами дунитах и бедных пироксенами перидотитах. На приведенных микрофотографиях (см. рис. 10 и 11) изображены подобные случаи, встреченные автором в одном из имевшихся в его распоряжении штуфов из Сарановского месторождения на Урале. Правда оливиновые зерна здесь нацело серпентинизированы, но реликтовая структура настолько хорошо выражена, что не оставляет никаких сомнений в том, что хромшпинелидовые зерна выделились по периферии крупных оливиновых зерен. Точно так же автором наблюдался явный ксеноморфизм хромшпинелидов по отношению к оливину в троктолите в Надеждинском перидотитовом массиве, причем по отношению к основному плагиоклазу они обнаруживали отчетливо

выраженный идиоморфизм. Для норитовых и хромититовых пород Бущевельдского комплекса Сэмпсоном (прекрасно показан более молодой возраст хромшпинелидов по отношению к оливину; с бронзитом и плагиоклазом они имеют различные возрастные соотношения (чаще всего как одновременно выделившиеся минералы).

Что же касается рудных тел, то тут наблюдаются несколько иные картины. При этом мы конечно все время имеем в виду соотношения первичных минералов или во всяком случае не утративших реликтового облика образований.

Структуры вкрапленных хромовых руд в дунитах и перидотитах, как правило, гипидиоморфно-зернистые, причем ксеноморфный оливин, за крайне редкими исключениями, всегда превращен в серпентин (хризотил, реже в листоватый антигорит).



Рис. 10. Хромшпинелидовые зерна (светло-серые), располагающиеся по периферии бывших зерен оливина (рельефная темносерая масса—серпентин). Полированный шлиф.  $\times 30$



Рис. 11. Ксеноморфизм хромшпинелидовых зерен по отношению к крупному округленной формы зерну оливина, превращенного в серпентин (темносерое).  $\times 30$

Сплошные руды имеют панидиоморфно-зернистую структуру. Размеры зерен при этом колеблются в пределах примерно от 0,5 до 2,0 мм. В тех случаях, когда в руде присутствуют спутники в виде хромсодержащих хлоритов, пироксенов и др., заполняющих обычно миаролитовые пустоты или межзерновое пространство, мы имеем более крупные размеры зерен, нередко до 5 мм и притом часто в прекрасно-образованных кристаллах. В одном из месторождений Закавказья автором в сплошной руде при шлифовке штуфов руд был встречен даже весьма крупнозернистый агрегат с размерами отдельных зерен до 30 мм в поперечнике (см. рис. 12). Заштрихованными участками на рисунке показано расположение кеммеррита (хром-хлорит). Такую структуру удалось хорошо заметить после несовершенной полировки хорошо доведенного при шлифовке штуфа. Различно ориентированные зерна, обладая векториальным свойством принимать полировку, хорошо показывают различно отсвечивающие зерна агрегата.

Хромшпинелиды в сплошных рудах, как правило, идиоморфны по отношению ко всем остальным минералам, слагающим руды. Во вкрапленных рудах чаще всего мы имеем округленные очертания зерен хромшпинелидов, что, как известно, не от-

рицает их идиоморфизма. Как более редкое явление, мы наблюдаем ксеноморфизм зерен хромшпинелидов по отношению к оливину. Такое явление автором наблюдалось например для богатых железом и бедных хромом ( $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 28\%$ ) хромшпинелидовых скоплениях. Однако это отнюдь не исключает подобных же соотношений и для других минеральных видов. Здесь однако вовсе не имеются в виду «вторичные» вернее регенерированные выделения хромшпинелидов, обязанные своим происхождением метаморфическим процессам серпентинизации.

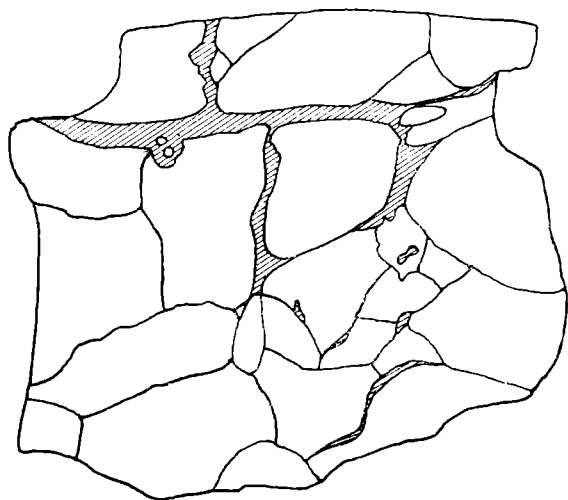


Рис. 12. Крупнозернистый агрегат хромистого железняка размерами отдельных зерен до 30 м.м в поперечнике.  $\frac{4}{5}$  нат. вел.

Чрезвычайно интересным является следующий факт, неоднократно констатированный автором как в уральских, так и в закавказских хромовых рудах. Внутри отдельных кристаллов хромшпинелидов наблюдаются пойкилитовые включения мелких совершенно свежих, правильных или округленных, разно ориентированных кристалликов оливина, подтвержденного оптическими константами, — картина как раз обратная тому, что мы имеем обычно для дунита<sup>1)</sup> Этот факт вместе с остальными морфологическими особенностями хромшпинелидовых скоплений имеет очень важное генетическое значение, и мы к этому вопросу еще вернемся несколько ниже.

### О генезисе хромовых месторождений

Характерной чертой геохимии хрома, как было указано вначале, является скудость природных химических соединений, особенно в эндогенных условиях, и сосредоточение главной массы хрома в кислородных соединениях типа шпинели. При этом парагенезис хрома с основными породами выражен чрезвычайно резко. Главными носителями хрома являются породы семейства перидотитов. Наиболее кислые породы, в которых были констатированы хромшпинелиды, — это диориты.

Еще раз подчеркнем следующее любопытное обстоятельство.

Al, Fe<sup>'''</sup> и Cr, как в соединениях типа шпинели, так и в соединениях типа ферри-хром-алюмосиликатов, способны изоморфно замещать друг друга в широких пределах. В дунитах все эти три элемента сосредоточены только в соединениях типа шпинели. В перидотитах и пироксенитах Al и Fe<sup>'''</sup> входят в небольшом количестве также в состав силикатов, хром же — лишь в виде следов, причем главная масса его образует самостоятельные соединения типа шпинели. В породах габбрового состава, в среде по существу алюмосиликатной, хром ведет себя также резко обособленно, образуя соединения типа шпинели, как более ранний продукт выделения из магмы.

Интересно вспомнить генетические взаимоотношения между хромшпинелидами и хромсодержащими силикатами (хромгранатами, хромхлоритами, хромелюдами, хромвезувиянами и др.). Хромсодержащие силикаты нередко встречаются совместно с хромшпинелидами, но по условиям нахождения обнаруживают явно более молодой возраст, нежели хромшпинелиды. Как показывает изучение, они принадлежат к пнеуматолитовой и даже гидротермальной фазе минералообразования. Точно так же они ведут себя и по отношению к оливину (в дунитах платинонос-

<sup>1)</sup> Подобные факты отмечаются и другими авторами (например Сэмпсоном).

ных массивов Урала). Хромсодержащие слюды, хлориты и другие минералы не раз наблюдались в месторождениях определенно гидротермального происхождения (наиболее ярким примером может служить нахождение хромовой слюды в Вотербергской платиноносной кварцевой жиле в Ю. Африке). Таким образом одним из наиболее важных контролирующих факторов образования хромшпинелидовых скоплений являются по видимому термодинамические условия. Хромшпинелиды являются несомненно высокотемпературными образованиями, приуроченными к магматической, в крайнем случае к пнеуматолитовой фазе формирования перидотитовых массивов.

Правда, некоторые авторы, изучающие месторождения хромшпинелидов, допускают возможным их образование при более низких температурах. За частью месторождений они признают гидротермальное происхождение [Фишер, Сэмпсон<sup>1)</sup> и др.]. Однако их аргументации, надо сказать, недостаточно вески. Приводимые ими факты одновременных с серпентином отложений хромшпинелидов в виде неправильных форм в шлифах наблюдаются довольно часто, но тем не менее, насколько автор мог убедиться, эти образования возникают при серпентинизации, главным образом за счет более ранних выделений хромшпинелидов. К тому же следует заметить, что количественное их значение невелико. Кроме того, как показывает изучение полированных шлифов, новообразования магнетита в серпентинизированных образцах чрезвычайно похожи на подобные выделения хромшпинелидов и в прозрачных шлифах могут быть легко смешиваемы с ними. Что касается наблюдаемого в некоторых месторождениях парагенезиса хромшпинелидов с диопсидом, иногда тремолитом, антофиллитом, везувианом, хлоритами и др., то нет уверенности в том, что эти минералы обязательно образовались в одну фазу минерализации с хромшпинелидами. Мало того, эти же минералы встречаются среди вмещающих пород вне связи с выделениями хромшпинелидов (Н.-Тагил, Сев. Каролина). То же самое нужно сказать и про серпентиновые каймы, часто сопровождающие в виде оторочек жилки хромшпинелидов и являющиеся одним из главных аргументов гидротермального происхождения рудных масс. Однако в слабо озмеевированных участках Н.-Тагильского дунитового массива удавалось иногда отчетливо наблюдать, что резко выраженные оторочки массивного серпентина развиваются не совсем согласно с расположением хромшпинелидовых выделений (особенно когда мы имеем их в виде неправильных, спорадических распределенных скоплений), чем свидетельствуют о не совсем одновременном образовании хромшпинелидов и оторочек массивного серпентина.

Кроме термодинамических факторов на ход истории процессов минералообразования, как известно, влияют также концентрация химических компонентов и наконец природа самих атомов или ионов (строение электронных оболочек и в связи с этим величина эффективных атомных или ионных радиусов, валентность, поляризационная способность и другие свойства). От последних факторов находятся в зависимости все физические свойства материи: растворимость, плавкость, твердость и др. Поскольку эти чрезвычайно интересные вопросы в настоящее время еще не охватили всего многообразия материи природы, постольку мы здесь можем высказать лишь самые общие соображения проблематичного порядка.

Согласно законам кристаллохимии в процессе кристаллизации ранее других элементов выделяются те, у которых при условии неизмеримых кристаллических решеток эффективный радиус оказывается наименьшим. При этом элементы с одинаковыми атомными радиусами образуют изоморфные соединения. Но если мы имеем многокомпонентную среду, то в сфере нашего внимания выступает новый фактор: поляризация ионов, т. е. изменение величины эффективных радиусов ионов, как результат их взаимодействия. Наиболее сильные поляризационные эффекты имеют место тогда, когда сильно поляризующие ионы, располагающиеся обычно в центре, например Si (с положительными зарядами), действуют на сильно поляризуемые ионы, располагающиеся по периферии, например кислород (с отрицательными зарядами). В этих случаях мы имеем образование целых атомных групп,

<sup>1)</sup> Сэмпсон склонен даже главную массу промышленных месторождений отнести к гидротермальным.

так называемых радикалов или комплексных ионов, принимающих главное участие в строении кристаллических решеток (в виде кремне-кислородных каркасов).

Если бы мы попытались рассмотреть с этой точки зрения вещественный состав различных сред, в которых образуется хромшпинелиды, то в грубой схеме мы получили бы следующую картину:

Дуниты:	$[\text{SiO}_4]^{''''}$ ,	$[\text{R}_2^{'''}\text{O}_4]^{''}$ (где $\text{R}^{'''} = \text{Cr}, \text{Al}, \text{Fe}^{''}$ ).
Перидотиты:	$[\text{SiO}_4]^{''''}$ ,	$[\text{SiO}_3]^{''}$ , $[\text{R}_2^{'''}\text{O}_4]^{''}$
Пироксениты:	$[\text{SiO}_3]^{''}$ ,	$[\text{R}_2^{'''}\text{O}_4]^{''}$
Габбро и пориты:	$[\text{SiO}_3]^{''}$ ,	[алюмо-кремне-кислородные каркасы полевых шпатов], $[\text{R}^{'''}_2\text{O}_4]^{''}$

Несомненно, что поляризационные способности разных радикалов различны, и этим казалось бы обуславливается момент формирования образуемых ими минералов.

Мы прекрасно знаем, что оливин является наиболее ранним выделением из основных и ультраосновных магм; затем следуют метасиликаты и алюмосиликаты. Что же касается хромшпинелидов, то в дунитах они в качестве аксессуарного минерала выделяются даже ранее, нежели оливин (или одновременно с ним), но в сплошных скоплениях их возраст более молодой, нежели дунита. В перидотитах как будто бы редки более ранние выделения вкрапленных хромшпинелидов; сплошные же, как правило, являются более молодыми образованиями. В пироксенитах скопления хромшпинелидов вообще редки. В поритах Буншвельдского комплекса хромшпинелиды вместе с пироксенами и полевыми шпатами являются определенно более молодыми по отношению к оливину. Наконец еще один минеральный компонент мы не должны упускать из виду—это магнетит. В неметаморфизованных (свежих) дунитах он почти не наблюдается (за исключением разве оливинитов). Мы его встречаем в перидотитах и особенно в пироксенитах и габбро. Во всех этих породах он ведет себя как остаточный продукт раскристаллизации магмы, являясь ксеноморфным по отношению ко всем главным силикатовым минералам. Правда, и в дунитах хромшпинелиды, богатые молекулой магнетита (если можно так выразиться), проявляют явный ксеноморфизм по отношению к оливину, как это автором констатировано для Нижне-Тагильского и Исовского дунитовых массивов. Характерной особенностью химического состава магнетита является содержание в нем титана, нередко в единицах процента и более, а также повышенное содержание ванадия. Небезынтересно и пространственное положение магнетитовых и хромшпинелидовых выделений. В хорошо раздифференцированных габбро-перидотитовых массивах хромшпинелиды располагаются обычно в нижних частях массивов (среди дунито-перидотитовых пород), а магнетитовые скопления—скорее в верхних частях: пироксенитах и габбро (платиноносные массивы Урала). Та же картина наблюдается и в Буншвельдском норитовом массиве: хромититовые „риффы“ расположены у постели лополита, магнетитовый же горизонт—значительно выше.

Таким образом несколько странным кажется поведение хромшпинелидов в дунитах: с одной стороны, мы его наблюдаем в роли первого продукта кристаллизации магмы, а с другой—наоборот, как последний продукт затвердевания магмы. Если мы хромшпинелидовые скопления примем за особые геологические тела, то в последовательности формирования минералов некоторую причину можно было бы заподозрить в степени концентрации химических компонентов. В самих дунитах мы действительно имеем незначительную концентрацию хрома (хотя суммарное количественное значение его в породе значительно превосходит таковое в рудных скоплениях). Но тогда возникает вопрос: как могли образоваться, наряду с рассеянными в боковых породах хромшпинелидами, сплошные массивные тела? Этот вопрос давно занимал умы исследователей. Было предложено несколько гипотез, из которых наибольшим признаваем как будто бы пользуется теория расплавления первоначально аккумулярованных в виде кристаллов хромшпинелидов, а также теория рудной магмы. Расплавление ранее выделившихся кристаллов хромшпинелидов в некоторых случаях, возможно, имеет место, подобно тому как мы это видим в инконгруэнтных системах, но все-

же эта эта теория не объясняет всего многообразия морфологических особенностей руд и рудных тел в дунито-перидотитовых породах.

Вопрос образования руд повидимому значительно сложнее. Как показывает изучение минералогии хромшпинелидовых скоплений, необходимо принять во внимание роль летучих компонентов, которая, встает сказать, многими недооценивается. Каждый раз при более углубленном изучении этих казалось бы на первый взгляд простых месторождений нам приходится убеждаться в том, что для наших суждений об их генезисе определенно нехватает фактов. Чтобы показать это, автор позволяет себе в качестве иллюстрации привести здесь некоторые данные, которые им были получены при изучении Надеждинского перидотитового массива в Закавказье.

Среди комплекса пород Надеждинского перидотитового массива более молодыми породами, не считая метаморфических, являются богатые пироксеном перидотиты, пироксениты и троктолиты. Все они наблюдались то в виде небольших типичных жилков до нескольких сантиметров мощностью, то в виде секущих жилообразных масс (троктолиты), реже в виде сплошных выходов по периферии массива (пироксениты). Что касается генетических взаимоотношений между дунитами и более бедными пироксеном перидотитами, то, несмотря на тщательность наблюдений, не удалось обнаружить каких-либо явных возрастных различий между ними. Характерно, что границы между обеими породами сравнительно резки. Аналитическое сопоставление их морфологии с морфологией всего массива как будто бы позволяет допускать, что при формировании массива имели место две несмешивающиеся жидкие или пластичные массы, раскристаллизовавшиеся почти одновременно. Существование их до некоторой степени также подчеркивается еще тем, что все встреченные скопления хромшпинелидов приурочены почему-то к дунитовым участкам и не встречены среди перидотитов.

Что касается элементов залегания рудных тел, то они в общем вполне согласуются с таковыми дунитовых участков, т. е. находятся в строгом соответствии с условиями залегания вмещающих линзо- и жилообразных дунитовых масс (см. рис. 2). Характерно, что среди дунитовых участков более или менее неправильной формы мы имеем соответственно либо столбообразные либо гнездообразные формы рудных тел, реже линзообразные формы.

Весьма любопытны и возрастные различия между рудными скоплениями и вмещающими породами. Как было указано, рудные массы в большинстве случаев довольно резко отграничены от боковой породы. Это обстоятельство прежде всего говорит не в пользу аккумулятивного способа образования скоплений хромшпинелидов в твердом виде. Присутствие типичных рудных прожилков, а также брекчиевидных текстур, в которых роль цемента играет рудная масса, говорит скорее за более позднее образование рудных скоплений. Поскольку наряду с этим изредка наблюдались и прожилки дунита, определенно секущие рудные массы, все же момент образования рудных скоплений, как уже указывалось, не выходил за пределы магматического периода формирования массива. Если при этом вспомним описанный выше факт, что среди скоплений хромшпинелидов внутри крупных индивидов нередко можно встретить явно кристаллические или слегка корродированные мелкие зернышки свежего оливина (рис. 13, 14), а цементирующей массой для хромшпинелидовых зерен является серпентин с петельчатой текстурой, т. е. также бывший оливин, то станет ясным, что кристаллизация хромшпинелидов началась (по крайней мере в некоторых случаях) после начала кристаллизации оливина и закончилась до окончания кристаллизации оливина. При этом процесс формирования зерен хромшпинелида повидимому происходил быстро, если судить по величине захваченных кристалликов оливина. Эти специфические особенности процессов рудообразования станут еще более отчетливы, если мы вспомним еще раз, что во вмещающих породах (дунитах) наблюдается обратная картина: идиоморфные зерна хромшпинелидов обычно бывают включены в зерна оливина, в редких случаях наблюдаются аллотриоморфные выделения первичных хромшпинелидов.

Таким образом процесс рудообразования здесь повидимому был приурочен основному к последним стадиям застывания дунитовых участков.

Далее мы имеем следующие любопытные факты: в одной и той же жилькообразной массе дунита в районе месторождения № 1 (см. рис. 2) залегает несколько рудных гнезд, главным образом линзообразной формы. Пространственно они друг от друга вполне обособлены. Что самое характерное, они имеют резко различные структурные особенности, хотя и находятся один возле другого. Так например возле линзы равномерно вкрапленного тонкозернистого „хромита“ на некоторой глубине от него (2 м) была встречена другая линза, но сплошного необыкновенно крупнозернистого „хромита“ с обильными выделениями хромового хлорита-кеммеррита (см. рис. 12). Аналогичные различия в вещественном составе и морфологических особенностях наблюдались и в других местах. Это обстоятельство

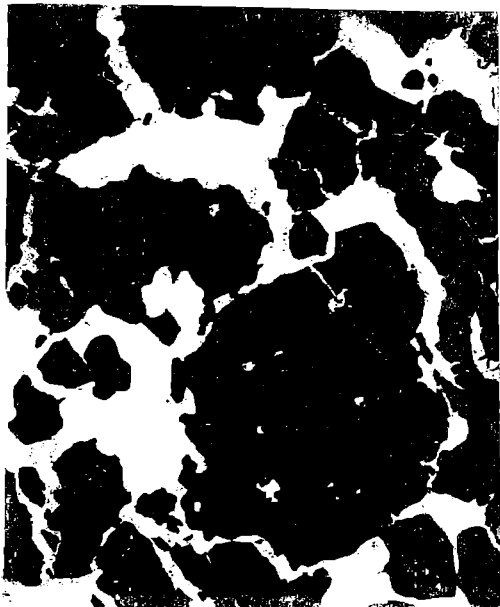


Рис. 13. Гипидноморфно-зернистая структура руды. Черное — хромшпиннелид; белое — серпентин (антигорит). Наблюдаются не совсем правильные очертания границ зерен хромшпиннелидов. Местами по периферии они указывают на ксеноморфизм хромшпиннелидов по отношению к бывшему оливиону. Светлые включения внутри зерен хромшпиннелида — свежий оливин. Прозрачный шлиф.  $\times 15$



Рис. 14. Типичная гипидноморфно-зернистая структура руды. Хромшпиннелид — черное. Светлое — серпентин с петельчатой текстурой (хризотил). Маленькие округленной формы светлые включения в зернах хромшпиннелидов — свежий оливин. Прозрачный шлиф.

$\times 15$

до некоторой степени указывает на то, что та магма, в которой концентрировались соединения хрома и других связанных с ним элементов, представляла собой повидимому неоднородную массу в химическом отношении. Мало того, пространственная изолированность различных по текстурным особенностям рудных тел заставляет предполагать, что это были скорее всего обособившиеся среди неостывающей магмы участки или, вернее, тела (и это обособление происходило повидимому не без помощи содействовавших в магме летучих компонентов). Химический состав этих тел вероятно был не совсем одинаков. Последнее обстоятельство и могло обусловить несколько различный ход физико-химических процессов, приведших с различной скоростью и к разнообразным по своим морфологическим особенностям рудным образованиям, из них выделившимся.

По существу к аналогичным же выводам пришел А. Н. Заварицкий, а также и автор, при детальном изучении уральских платиноносных скоплений хромшпиннелидов. По нашим представлениям хромшпиннелиды и тесно парагенетически с ними связанная платина, выделившиеся в виде скоплений в более поздние моменты кристаллизации дунитовой магмы, выпадали не непосредственно из магмы, как из

раствора, а из некоторых соединений, содержащих в себе и летучие компоненты. Эти соединения, будучи первоначально растворены в магме, при общей дифференциации магмы, локализовались в дунитовом расплаве, где обособились к началу раскристаллизации его. Продуктом распада этих соединений в соответствующей физико-химической обстановке по видимому и явились скопления хромшпинелидов, содержащие или не содержащие платину<sup>1)</sup>. Таким образом „хромит и платина падают в дуните на месте своего образования и время этого образования относится еще к магматической фазе до развития пневматолитических и гидротермальных процессов“ (А. П. Заварицкий)<sup>2)</sup>.

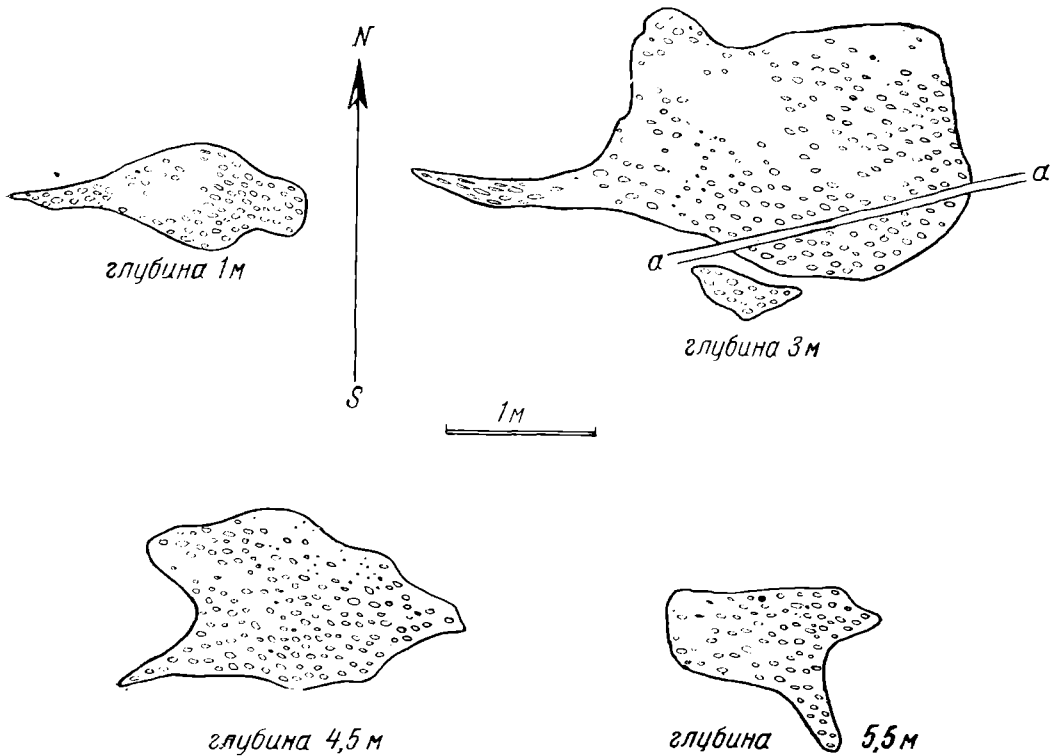


Рис. 15. Зарисовки сечений рудного тела на различных горизонтах. *a-a* — жилки пироксенита.

Правда, распад этих соединений в зависимости от внутреннего давления, создаваемого газообразными компонентами, мог совершаться не совсем спокойно, может быть даже и со взрывом, в силу чего могли иметь место некоторые передвижки остаточных продуктов (хромшпинелидов в частности). Столбообразные и жилкообразные рудные тела вероятно в большинстве случаев и обязаны своей формой такого рода явлениям. Однако трудно согласиться с акад. А. П. Карпинским<sup>3)</sup>, допускающим более грандиозные взрывные процессы, выносящие „из глубины материала обломочного и иного характера магматического происхождения“, в котором „преобладающим является хромистый железняк“. Автор настоящей статьи уделил этому вопросу довольно много внимания при своих работах, и к сожалению определенно подтверждающих эту гипотезу фактов найти пока не удалось.

<sup>1)</sup> В Нижне-Тагильском дунитовом массиве присутствуют те и другие, морфологически не имеющие различий.

<sup>2)</sup> А. П. Заварицкий. Коренные месторождения платины на Урале. Г. К. Мат. по общ. и пр. геол., в. 108.

<sup>3)</sup> А. П. Карпинский. „О вероятном происхождении коренных месторождений платины“. Изв. Ак. Наук 1926 г., т. XXX.

Между прочим, как одно из доказательств в пользу своей гипотезы, А. П. Карпинский приводит наличие месторождений так называемого „нодулярного хромита“, состоящего из шарообразных или эллипсоидальных хромшпинелидовых „галеk“ (как называет А. П.), сцементированных серпентином или карбонатной массой. „Процесс возникновения таких хромитов, пишет А. П. Карпинский, происходил очевидно очень бурно. Все сопровождавшее хромит в его первичном местонахождении

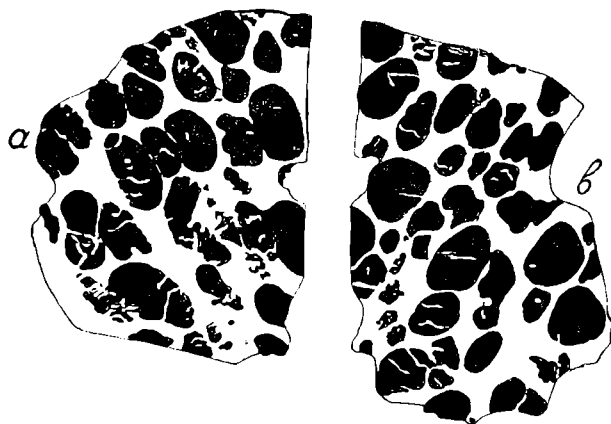


Рис. 16. Зарисовка двух плоскостей одного и того же штуфа, пришлифованных под прямым углом друг к другу.  
 $\frac{1}{5}$  нат. вел.



Рис. 17. Зарисовка пришлифованного образца руды.  
 $\frac{1}{7}$  нат. вел.

выделения карбонатизированной массы. При изучении нодулей в отраженном свете на специально приготовленных шлифах (с недостаточной полировкой) оказалось, что каждый „шарик“ состоит из агрегата зерен. Размеры нодулей и характер их расположения в пространстве совершенно аналогичны описанным в литературе месторождениям подобного типа.

Самое интересное в нашем месторождении то, что нодули в связи с положением в пространстве обнаруживают любопытные изменения в своей форме. Так, в западной, несколько суженной части рудного тела нодули имеют чечевицеобразную форму, т. е. несколько как бы уплощаются. На рис. 18 приведены два перпендикулярных разреза одного из штуфов из этого участка, причем один из них соответствует разрезу нормальному к направлению уплощения, другой сделан под прямым углом к первому. По мере приближения к более узкой части рудного тела, представляющего скорее жилкообразный отпрыск, эти уплощенные нодули начали приобретать кроме того некоторую вытянутость в вертикальном направлении. При этом резкость границы отдельных „нодулей“ значительно уменьшилась, и местами мы имели просто сжучен-

(дунит, перидотит, пироксениты и пр.) при этом процессе разрушено, измельчено, отсортировано и унесено“

Среди Надеждинского перидотитового массива автору посчастливилось встретить и близко изучить месторождение „нодулярного хромита“ (№ 3). Это месторождение было специально полностью выработано. Залегало оно в дунитовом участке, среди которого были встречены жилки пироксенита („aa“ на рис. 15) и богатого пироксеном перидотита (вебстерита), пересекающие также и рудное тело. Последнее представляло собой вытянутое в вертикальном направлении неправильной формы гнездо с линзообразными поперечными сечениями, изображенными на рис. 15.

Как видно из рисунка, с глубиной площадь поперечного сечения сначала расширялась и затем, уменьшаясь, полностью выклинилась на глубине 6 м. Отдельные хромшпинелидовые нодули (рис. 16 и 17) были сцементированы серпентином (антгоритовым или хризотиловым), среди которого изредка можно было встретить под микроскопом остатки оливина. Местами же наблюдались и

ные выделения отдельных зерен, без каких-либо следов раздробления, лишь своей общей формой напоминающие вытянутые нодулы. В другом месте, а именно в наиболее расширенной части рудного тела, встречались участки равномерно вкрапленного мелкозернистого „хромита“, имеющие постепенные переходы к типичным нодулярным образованиям.

Что касается границ самого рудного тела, то в основном они сравнительно резки. Местами наблюдался переход в вкрапленный мелкозернистый „хромит“, местами же сами нодулы, полностью сохраняя свою форму, становились реже.

В боковой породе с южной стороны было встречено небольшое самостоятельное гнездо нодулярного же хромита, по своей форме близкое к нашему рудному телу, т. е. несколько вытянутое в вертикальном направлении.

Таким образом наши наблюдения не дают определенных фактов в пользу „галечной“ природы нодулей. Скорее всего они находятя на месте своего образования. Пересечение рудного тела пироксенитовыми и перидотитовыми прожилками до некоторой степени указывает на то, что скопление хромшпинелидов представляет собой более раннее образование, нежели породы, слагающие эти прожилки. Анализ текстурных особенностей в связи с формой рудного тела приводит к заключению, что шарообразная форма обусловлена вероятно ликвацией при распаде соединений, породивших каплеобразные выделения хромшпинелидов.

Вот те факты (одни из многочисленных), которые показывают, что генезис хромовых месторождений, образующихся в более поздние моменты магматического формирования перидотитовых массивов, представляется далеко не простым.

Подводя итог по всему сказанному, мы можем наметить следующие генетические типы образований хромшпинелидов.

1. Хромшпинелиды, образованные в более ранний магматический период. Сюда должны быть отнесены выделения хромшпинелидов в качестве акцессорного минерала преимущественно в дунитах, где хромшпинелиды образовались ранее или одновременно с оливином. Месторождения подобного типа обычно не имеют промышленного значения.

2. Скопления хромшпинелидов, образованные в более поздний магматический период, когда главная масса вмещающих пород была уже почти сформирована. Сюда должно быть отнесено подавляющее большинство промышленных месторождений хромшпинелидов. Момент образования хромшпинелидов вероятно близок к пневматолитовой фазе, но все же едва ли выходит за пределы магматического периода (может быть за некоторыми исключениями).

3. Хромшпинелиды, образованные гидротермальными процессами, главным образом во время серпентинизации пород. Как мы видели, серпентинизация вызывает метаморфические изменения в хромшпинелидах, приводящие иногда к растворению и переотложению хромшпинелидов в виде неправильных форм выделений. Количественное значение этих новообразований в общем невелико. Сэмпсон считает этот класс широко распространенным и отложения хромшпинелидов непосредственно связанными с серпентинизацией. Это положение с наблюдениями автора не увязывается. Главный процесс серпентинизации дунито-перидотитовых пород в изученных районах оказывался значительно более поздним, нежели образование хромшпинелидов. Что же касается проявлений серпентинизации, связанных непо-

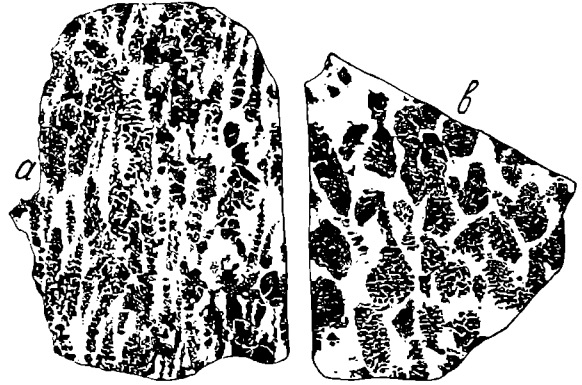


Рис. 18. Зарисовка двух шлифованных под углом плоскостей одного и того же штуфа.  $\frac{1}{2}$  нат. вел.

средственно с хромшпинелидовыми образованиями (а такие проявления существуют), то, как показывает изучение, они свойственны далеко не всем месторождениям хромшпинелидов и по времени связаны скорее с гидротермальной фазой минералообразования.

В заключение автор выражает уверенность в том, что при надлежащем подходе к изучению хромовых месторождений в процессе разведочно-эксплуатационных работ наши познания в области вопросов генезиса несомненно расширятся и тем самым в значительной мере будут предопределять поисково-разведочные работы на этих месторождениях.

Ленинград,

Федоровский институт кристаллографии,  
минералогии, петрографии и учения о  
рудных месторождениях.

25/V — 33 г.

### Список главнейшей литературы.

1. Бестехтин А. Г. Надеждинский перидотитовый массив и месторождения хрома (район оз. Гокча). Тр. ЦНИГРИ (печатается).
2. Болдырев А. К. Курс описательной минералогии. Вып. III (печатается).
3. Вахромеев С. А. Сарановское месторождение хромистого железняка. Тр. Инст. прикл. минер. (печатается).
4. Вахромеев С. А., Вторушин А. В., Зотов А. А. и Мазаев Г. М. О вещественном составе хромистых руд уральских месторождений. Тр. Инст. прикл. мин. 1932.
5. Вознесенский В. А. Хром (рукопись).
6. Заварицкий А. Н. Хром. РЕМС, т. IV, Изд. «Пол. иск.».
7. Идкин П. И. Хром. Пер. пол. иск. изд. Ак. наук.
8. Кротов Б. П. Ближайшие задачи изучения месторождений хромистых железняков Союза. Тр. Инст. прикл. мин. 1932.
9. Левинсон Лессинг Ф. Ю. Геологич. исследования в Губерлинских горах.
10. Лохтин. Описание уральских месторождений хромита. Горный журнал, 1874, 1883, 1885.
11. Fischer L. W. Origin of chromite deposits. Econ. Geol., vol. 24, № 7 1929.
12. Кеер E. Discussion (magmatic chromite deposits in Southern Africa). Econ. Geol., vol. 28, №2, 1933.
13. Кеер F. E. Discussion. Econ. Geol. vol. 25, P 218—221, 1930.
14. Ross C. S. Discussion (The origin of chromite). Econ. Geol., vol. 26, № 5. 1931.
15. Ross C. S. Is chromite always a magmatic segregation product? Econ. Geol. vol. 24, № 6, 1929.
16. Sampson E. May chromite crystallise late. Econ. Geol., vol. 24, № 6. 1929.
17. Sampson E. Varieties of chromite deposits. Econ. Geol., vol. 26, № 8. 1931.

### Zusammenfassung

1. Die Erforschung von Chrom-Eisenerz-Lagerstätten, wie auch jeglicher anderer Lagerstätten, kann in folgende einzelne Elemente zerlegt werden:

1. Erforschung des stofflichen Bestandes:

a) geochemische Charakteristik der Lagerstätten (paragenetische Assoziationen der chemischen Elemente der Lagerstätten und des Nebengesteins);

b) Eigentümlichkeiten der mineralogischen und, chemischen Zusammensetzung der Erze.

2. Erforschung der räumlichen Verteilung und der morphologischen Eigenschaften der Lagerstätten:

a) Metallogene Provinzen und Lage der Erz-Lagerstätten inmitten des Gesteinsmassivs im Zusammenhang mit dessen geologischem Aufbau;

b) Form, Grösse und Lagerungsverhältnisse der Erzkörper;

c) Bau der Erzkörper;

d) Textur- und Struktureigentümlichkeiten der Erze.

3. Erforschung der Wechselbeziehungen des Alters der Mineralkomponente:

- a) Beziehungen der Erzkörper und der Nebengesteine zueinander;
- b) Wechselbeziehungen der Mineralkomponente innerhalb der Erzkörper und Reihenfolge der Ausscheidung der primären Mineralien.
- c) Erscheinungen von metamorphischen Veränderungen in Erze und den Nebengesteinen.

Nur auf Grund dieser Elemente der Lagerstättenforschung können wir an die Frage der Geschichte der erzbildenden Prozesse, d. h. an die Genesis der Lagerstätten herantreten, und an die Feststellung:

1) der Hauptmomente der Erzbildung in der allgemeinen Geschichte der Bildung des eruptiven Gesteinsmassivs;

2) der Entwicklung der fortlaufenden Prozesse der Mineralogenie;

3) der allgemeinen Gesetzmässigkeiten der erzbildenden Prozesse in Zeit und Raum.

Dies sind die wichtigsten Fragen, auf welche wir für jede Lagerstätte, die wir zwecks rationeller Ausbeutung erforschen, eine Antwort erhalten müssen.

II. Von besonders aktueller Bedeutung ist die Erforschung der stofflichen Zusammensetzung der Chromerze der zahlreichen Lagerstätten des Urals. Hier können wir in den einzelnen Lagerstätten sehr starke Schwankungen der chemischen Zusammensetzung der Chromspineliden selbst beobachten, sowohl im Verhältnis zu Cr, Al, Fe<sup>III</sup> als auch im Verhältnis zu Fe<sup>II</sup> und Mg. Daher ist die Frage von der Klassifikation der Chromspineliden von grosser praktischer Bedeutung. Als rationellste Klassifikation der isomorphen Mineralarten muss die von Prof. A. K. Boldyrew vorgeschlagene Klassifikation anerkannt werden. Dieser Verfasser schlägt für die isomorphe Reihe der zweikomponentigen Mineralarten vor die extremen Glieder dieser Reihe zu einkomponentigen Mineralarten zu rechnen, wenn die Menge der Beimischungen 25 Molekularprocente nicht übersteigt (d. h.  $\frac{1}{4}$  der Summe), anderenfalls müssen wir die Mineralien zu den zweikomponentigen Mineralarten rechnen [z. B. (Mg, Fe)Cr<sub>2</sub>O<sub>4</sub> oder Fe(Cr, Al)<sub>2</sub>O<sub>4</sub> u. s. w.]. Die Bestandteile der Mineralarten werden in diesem Fall auf einer geraden Linie dargestellt. Bei drei sich ununterbrochen vermischenden Komponenten werden die Bestandteile der isomorphen Mischungen auf einem dreieckigen Diagramm dargestellt, wobei von jedem der Komponenten nicht weniger als  $\frac{1}{6}$  der Summe (d. h. gegen 17%) vorhanden sein muss, um die Mineralart zur dreikomponentigen Art [Fe(Cr, Al, Fe)<sub>2</sub>O<sub>4</sub>] rechnen zu können. Bei vier Komponenten wird zur Darstellung der Zusammensetzung, dem vorhergehenden analog, ein Tetraeder benutzt, wobei die Menge eines jeden Komponenten nicht weniger als  $\frac{1}{8}$  oder 12,5% der ganzen Summe der Molekularmengen betragen muss, damit die genannte Mineralart einer vierkomponentigen Art entspräche, u. s. w. Mit Hilfe dieses festen Kriteriums zur Bestimmung der einzelnen Mineralarten kann man ihnen nun ganz bestimmt die entsprechenden Benennungen geben, was bisher nicht möglich war.

Es erwies sich, dass die verbreitetsten Mineralarten der Chromspineliden folgende sind:

Chromit FeCr<sub>2</sub>O<sub>4</sub>.

Magnochromit (Fe, Mg)Cr<sub>2</sub>O<sub>4</sub>.

Alumchromit Fe(Cr, Al)<sub>2</sub>O<sub>4</sub>.

Chrompikotit (Fe, Mg)(Cr, Al)<sub>2</sub>O<sub>4</sub>.

Seltener kommen vor:

Pikrochromit MgCr<sub>2</sub>O<sub>4</sub>.

Chromspinel Mg(Cr, Al)<sub>2</sub>O<sub>4</sub>.

Magnoferrichromit (Fe, Mg)(Cr, Fe)<sub>2</sub>O<sub>4</sub>.

Ferrichromspinel Mg(Cr, Al, Fe)<sub>2</sub>O<sub>4</sub>.

Ferrichrompikotit (Fe, Mg)(Cr, Al, Fe)<sub>2</sub>O<sub>4</sub>.

Die isomorphen Beimischungen, welche den zur Bestimmung notwendigen Grenzwert nicht erreichen, können den Benennungen der Abarten der Mineralarten beigelegt werden, z. B. magniumhaltiger Chromit oder manganhaltiger Alumchromit u. s. w.

Diese rationelle Einteilung der Mineralarten der Chromspineliden kann eine sehr grosse Bedeutung haben, z. B. in der industriellen Klassifikation der Erze und Konzentrate, da für metallurgische Zwecke die Schwankungen der chemischen Zusammensetzung der Chromerze durchaus nicht unwichtig sind. Andererseits zwingt die Möglichkei-

grosser Schwankungen im chemischen Bestand der Erze zu einem kritischen Verhalten der Methodik der Probenahme der Chromerze gegenüber; besonders bei eingesprengten Erzen. In solchen Fällen empfiehlt der Verfasser zwecks Erhaltung entsprechender Konzentrate zur Durchwaschung zerkleinerter Proben zu greifen.

III. Die räumliche Verteilung der Erzkörper muss dem geologischen Aufbau des einschliessenden Gesteinsmassivs entsprechen, welcher auf Grund einer detaillierten geologischen Aufnahme erkannt werden kann. Da nun dabei die epimagmatischen Prozesse der Serpentinisierung der ultrabasischen Gesteine gewöhnlich stark verbreitet sind, so muss oft die ursprüngliche Natur der zusammensetzenden Gesteine auf Grund von relikten Textureigentümlichkeiten und dem Charakter der Verwitterungsrinden wiederhergestellt werden. Als Beispiel führt der Verfasser die Resultate der detaillierten geologischen Aufnahme eines der Peridotitmassive auf dem nordöstlichen Ufer des Goktscha Sees (Transkaukasien) an, wo die Anhäufungen des Chromits in der Regel an die Dunit-Teile des Massivs gebunden waren (Abb. 2). Die Erforschung des Charakters der Lage dieser Dunit-Teile erleichterte bedeutend die Forschungsarbeiten auf Chromit.

Die am meisten verbreiteten Formen der Erzkörper können zu drei Haupttypen zusammengefasst werden:

1) nestartige, d. h. mehr oder weniger isometrische Erzkörper, zu denen die meisten Schlierenabsonderungen des Chromits in ultrabasischen Gesteinen gehören;

2) säulenartige, d. h. Erzkörper von verschiedenem Durchmesser, die sich im Raum nach einer Richtung ausdehnen und

3) aderartige, d. h. Erzkörper, die sich nach zwei Richtungen ausdehnen (dazu muss die Mehrzahl der linsenförmigen Chromiterzkörper ge zählt werden). Ausserdem kann selbstverständlich eine Reihe von Übergangsformen zwischen den genannten Typen beobachtet werden.

Der Umfang der Erzkörper ist sowohl im Ural, als auch in Transkaukasien meist nicht gross. Oft betragen die Querschnitte der Erzkörper nur Zehner, seltener Hunderte und Tausende von Quadratmetern. Säulenartige Erzkörper sind bis 40—100 m. Tiefe tiefgestellt worden. Die Lagerungsverhältnisse des Erzkörpers entsprechen meist den Lagerungsverhältnissen der Gesteine, an die sie gebunden sind. In vielen Gesteinsmassiven des Urals sind die Erzkörper meist in meridionaler Richtung gestreckt. Unter den Texturen der Chromeisenerze müssen vier am meisten verbreitete Arten festgestellt werden:

- 1) gleichmässige
- 2) ataxitische,
- 3) bändartige und
- 4) breccienartige.

Was die Struktur der Erze anbetrifft, so beobachten wir unter den kompakten Erzen gewöhnlich eine panidiomorphkörnige, seltener eine allotriomorphkörnige Struktur. Den eingesprengten Erzen dagegen ist natürlich eine hipidiomorphkörnige Struktur eigen.

IV Bei der Erforschung der gegenseitigen Altersverhältnisse der ursprünglichen Mineralaggregate ist es vor allem notwendig sich über die Erscheinungen der späteren metamorphischen Prozesse klar zu werden. Die metamorphische Rolle des Serpentinisierungsprozesses ist sehr bedeutend. Dieser Prozess hat ausser mechanischen Erscheinungen auch chemische Veränderungen des Stoffbestandes zur Folge, so verändern sich z. B. nicht nur Olivine und Pyroxene, sondern auch solche widerstandsfähige Minerale wie Chromspineliden, Platine, einige Sulphide u.s.w. Dabei können eine Reihe von Neubildungen beobachtet werden, z. B. Chlorite, Magnetite, «sekundäre» Chromspineliden, Kupfer, einige Sulphide u. a.

Der Metamorphismus der Chromspineliden äussert sich im Anfangsstadium in dem Auftreten von besonderen Kanten reaktionären Charakters an der Peripherie der Körner, welche in polierten Schliffen unter dem Mikroskop in reflektiertem Licht gut zu sehen sind (Abb. 3, 4). Diese Kanten sind in dünnen Schliffen undurchsichtig, sind stark magnetisch und enthalten zuweilen Einschlüsse von Neubildungen (Chlorit und Serpentin). Vom chemischen Standpunkt betrachtet weisen die veränderten Teile einen erhöhten Betrag von Eisenoxyd im Verhältnis zu den unveränderten mittleren Teilen der Körner auf. Ein starker Metamorphismus der Chromspinelidenkörner kann zur Bildung stark magnetischer

schwammähnlicher Massen führen (Abb. 6), die von Serpentineinschlüssen überfüllt sind, wobei nicht selten Neuablagerungen des Chromspinelidenstoffes in Form von Verästelungen und Fasern beobachtet werden können. Oftmals wird in stark serpentinisierten ultrabasischen Gesteinen Magnetit beobachtet, welcher kranzartig die Chromspinelidenkörner umwächst; (Abb. 8); diese Erscheinung darf jedoch nicht mit den vorerwähnten reaktionären Kanten verwechselt werden.

Bei der Erforschung der genetischen Wechselbeziehungen der Erzmassen und der Nebengesteine (Duniten und Peridotite) sind die Erztexturen und ihre Veränderungen an den Rändern des Erzlagers von grosser Bedeutung. Hier können folgende Fälle vorkommen:

1) Das Erzlager geht an der Peripherie allmählich ins Nebengestein über; auf Grund der Form und der Lagerungsverhältnisse solcher Erzlager muss hier oft auf die syngenetische Bildung der Erzanhäufungen und des einschliessenden Gesteins geschlossen werden.

2) Die Erzlager sind scharf umgrenzt. Die Analyse der Morphologie der Erzlager zeugt in solchen Fällen deutlich von jüngerem Alter der Erzlager.

3) Verschiedene Fälle, die eine mittlere Stellung zwischen den beiden ersten einnehmen. Hier sind die Altersunterschiede weniger deutlich ausgedrückt, doch lässt sich trotzdem oft un schwer das jüngere Alter der Erzanhäufungen feststellen.

Die Daten der mikroskopischen Untersuchungen der gegenseitigen Altersverhältnisse der Chromspineliden und der begleitenden primären Silikate (Olivin und Pyroxen) sprechen durchaus nicht immer zu Gunsten der Ausscheidung der Chromspineliden vor den Silikaten. Der Chromspinelid kann als Akzessormineral in Duniten entweder das Resultat der ersten Magmaausscheidungen oder dem Olivin gleichalterig sein. Zuweilen können jedoch Fälle beobachtet werden, wo die Chromspineliden unbedingt jünger sind als das Olivin, da sie sich zwischen dessen Körnern befinden und zuweilen Allotriomorphismus aufweisen. Letzteres bezieht sich besonders auf die Peridotite und Gabbro-Gesteine. Was nun die Erzmassen anbetrifft, so lässt sich hier ein anderes Bild beobachten. In frischen, d. h. wenig veränderten Erzen weist das Olivin den Chromspineliden gegenüber einen deutlichen Xenomorphismus auf, trotzdem das Erzlager selbst im Verhältnis zum einschliessenden Seitengestein (Dunit oder Peridotit) jünger sein kann. Hin und wieder kann man innerhalb einzelner Chromspinelidenkristalle poikilitische Einschlüsse von kleinen, ganz frischen, regelmässigen oder zugerundeten, verschieden orientierten Olivinkristallen beobachten.

V. Die Analyse der Chrom-Geochemie führt den Verfasser zu dem Schluss, dass die Chromspineliden unbedingt hochtemperaturige Bildungen sind und zur magmatischen oder schlimmsten Falls zur pneumatolytischen Formierungsphase der Peridotiten gehören. Die Paragenesis der Chromspineliden mit Diopsid, Tremolit, Vesuvian, Antophyllit, Chlorit und anderen Mineralien hydrothermalen Ursprungs gibt noch keine Gewissheit darüber, dass diese Mineralien sich in derselben Mineralisationsphase wie die Chromspineliden gebildet haben. Die quantitative Bedeutung der «sekundären» Chromspineliden, die während der Serpentinisierung des Gesteins entstehen, ist derartig unbedeutend, dass man ihnen kaum die Bildung grosser Erzmassen zuschreiben kann, ausserdem sind Serpentinkanten um die Chromspinelidansammlungen inmitten von frischen Dunit-Peridotitgesteinen nicht immer vorhanden.

Auf Grund der detaillierten Erforschung der Peridotitmassive Transkaukasiens und der platinhaltigen Dunitmassive des Urals kommt der Verfasser zum Schluss, dass die Prozesse der Erzbildung hauptsächlich den letzten Stadien der Erstarrung der Massive der Nebengesteine angehören. Dabei fielen die Chromspineliden nicht direkt aus dem Magma, wie aus einer Lösung aus, sondern aus einigen Verbindungen, welche auch flüchtige Komponente enthielten. Diese ursprünglich im Magma aufgelösten Komponente lokalisierten sich bei der allgemeinen Differentiation in den Dunit-Peridotit-Schmelzen, wo sie sich auch zu Anfang ihrer Dekristallisation absonderten. Augenscheinlich sind die Chromspinelidenansammlungen ein Produkt des Zerfalls dieser Verbindungen unter entsprechenden physiko-chemischen Verhältnissen und gehören also der Zeit ihrer Entstehung nach noch zur magmatischen Phase vor der Entwicklung der hydrothermalen Prozesse.

VI. Der Verfasser scheidet folgende genetische Klassen der Entstehung der Chromspineliden aus:

A. Chromspineliden, die in einer früheren magmatischen-Periode entstanden sind. Hierher müssen die Chromspinelidenaussonderungen

zugehört werden, welche sich als akzessorisches Mineral hauptsächlich in Duniten befinden, wo die Chromspineliden entweder vor dem Olivin oder gleichzeitig mit demselben entstanden sind. Die Lagerstätten dieses Typus haben meist keine industrielle Bedeutung.

B. Chromspinelidenansammlungen, die in einem späteren magmatischen Stadium entstanden sind, als die Hauptmasse der Nebengesteine schon fast vollständig formiert war. Zu diesem Typus gehören die meisten Chromspinelidenlagerstätten von industrieller Bedeutung.

C. Chromspineliden, welche von hydrothermalen Prozessen, hauptsächlich während der Serpentinisierung der Gesteine gebildet worden sind. Die quantitative Bedeutung dieser Bildungen ist nicht gross.

**Leningrad.**

**Fedoroff-Institut für Kristallographie,  
Mineralogie, Petrographie und Lagerstättenforschung.  
25 Mai 1933.**