

В. А. Вахрушев

**МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ
И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ГРУППЫ
КОНТАКТОВО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ
ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
АЛТАЕ-САЯНСКОЙ
ОБЛАСТИ**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р
С И Б И Р С К О Е О Т Д Е Л Е Н И Е
И Н С Т И Т У Т Г Е О Л О Г И И И Г Е О Ф И З И К И

В. А. Вахрушев

МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ
И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ГРУППЫ
КОНТАКТОВО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ
ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1965

УДК 549:550.4:553.31(571.15)

11

Ответственный редактор
член-корр. АН СССР В. А. Кузнецов

В основу настоящей работы положены главным образом результаты личных исследований автора по изучению железорудных контактово-метасоматических месторождений Алтае-Саянской области в период с 1956 по 1962 гг. с привлечением, особенно для характеристики геологического строения месторождений, материалов научных исследований и разведочных работ других геологов.

Объектом исследования явились все важнейшие железорудные месторождения Горного Алтая, Горной Шории, Кузнецкого Алатау, Западного и Восточного Саянов. Сравнительному изучению, особенно в отношении элементов-примесей в рудах, были подвергнуты некоторые месторождения осадочно-метаморфогенного генезиса, в том числе железистые кварциты Мугурского месторождения в Туве, Сыдинского — в Восточном Саяне и магнетит-гематитовые руды Коргона — в Горном Алтае.

В работе рассматриваются минеральный состав руд и околорудных измененных пород, история формирования месторождений и закономерности распределения элементов-примесей в железных рудах вообще и в главных рудообразующих минералах в особенности. Большое внимание уделено выяснению генетических связей железоруднения с интрузивными комплексами.

Для выявления генетической связи между послемагматическими рудными проявлениями и интрузивными горными породами, с одной стороны, и различными петрографическими типами пород, имеющими общий источник, с другой, автором широко использованы минералого-геохимические критерии.

В основу генетической систематики контактово-метасоматических железорудных месторождений Алтае-Саянской области положен формационный тип железозоносных магматических комплексов. Выделенные по этому признаку генетические группы месторождений получили минералого-геохимическую характеристику.

Многочисленные химические анализы преимущественно выполнены в аналитической лаборатории Института геологии и геофизики СО АН СССР и в Центральной химической лаборатории Новосибирского геологического управления, спектральные и рентгеноструктурные — в Институте геологии и геофизики СО АН СССР под руководством Н. В. Арнаутова и Д. К. Архипенко.

В полевых исследованиях на Инском и Ирбинском месторождениях совместно с автором принимал участие Н. В. Соболев. Для изучения минералого-геохимических особенностей интрузивных пород, наряду с коллекцией автора, был привлечен также каменный материал из сборов Г. В. Полякова (по некоторым интрузивам Восточного Саяна) и З. В. Шербаковой (по интрузивам районов Кондомской и Ампалыкской групп месторождений).

Обсуждение результатов исследования и непосредственная помощь при полевых работах многих геологов-производственников, в том числе В. В. Богацкого, Ш. Д. Курцерайте, Л. И. Каныгина (Красноярское геологическое управление), Ю. В. Рождественского (бывший трест «Черметразведка»), В. Я. Борисенко (Кузнецкий металлургический комбинат), П. И. Белоусова, Н. А. Гарнец, А. Я. Доронина (Западно-Сибирское геологическое управление) и других способствовали выполнению работы.

При просмотре рукописи много ценных указаний было сделано академиком В. С. Соболевым, членами-корреспондентами АН СССР Е. А. Кузнецовым, Л. Н. Овчинниковым, докторами геолого-минералогических наук Г. В. Пинусом и В. Т. Матвеевко.

Всем этим товарищам автор выражает искреннюю благодарность.

ВВЕДЕНИЕ

Контактово-метасоматические магнетитовые месторождения являются главным промышленным типом железных руд Алтае-Саянской области. Все действующие железные рудники Кузнецкого металлургического комбината базируются исключительно на рудах этого генетического типа. В ближайшее время вступает в эксплуатацию Западно-Сибирский металлургический завод. В связи с этим расширение и улучшение железорудной базы черной металлургии Западной Сибири является одной из актуальных задач как производственных геологических организаций, так и научно-исследовательских учреждений.

Контактово-метасоматические месторождения вообще и Алтае-Саянской железорудной провинции в частности характеризуются сложными условиями образования и, как следствие этого, большим разнообразием минеральных парагенезисов. В этих месторождениях находят свое отражение явления магматизма, метасоматоза, гидротермальной деятельности, наложенного термометаморфизма, расшифровка которых позволяет понять различные стороны минералообразования, а также способствует выяснению условий, максимально благоприятных для развития рудно-метасоматических процессов. Исследования контактово-метасоматических месторождений имеют таким образом первостепенное значение для успешного развития теории рудообразования вообще.

Железные руды содержат полезные примеси — кобальт, ванадий и некоторые другие. Потребности и возможности новой техники настоятельно требуют комплексного использования минерального сырья, в том числе железных руд, с целью извлечения всех полезных компонентов. В связи с этим необходимо систематически изучать ценные примеси в рудах известных и вновь открываемых месторождений, устанавливать закономерности их распределения, а также возможности извлечения при комплексной переработке руд, при разработке рациональных схем опробования, обогащения и т. п. Таким образом, проблема ценных примесей в наши дни приобретает существенное экономическое значение.

Вместе с этим изучение особенностей поведения элементов-примесей в железных рудах важно для углубленного познания генезиса месторождений, в частности, для выяснения генетических связей оруденения с комплексами изверженных горных пород. Успешное решение последнего вопроса во многом уточняет наши знания по закономерностям образования и размещения магнетитовых руд рассматриваемого генетического типа. Элементы-примеси в рудах могут быть использованы также в качестве геохимического критерия для уточнения генезиса железорудных месторождений.

Для установления генетической связи оруденения с интрузиями и формационного расчленения последних изучению был подвергнут

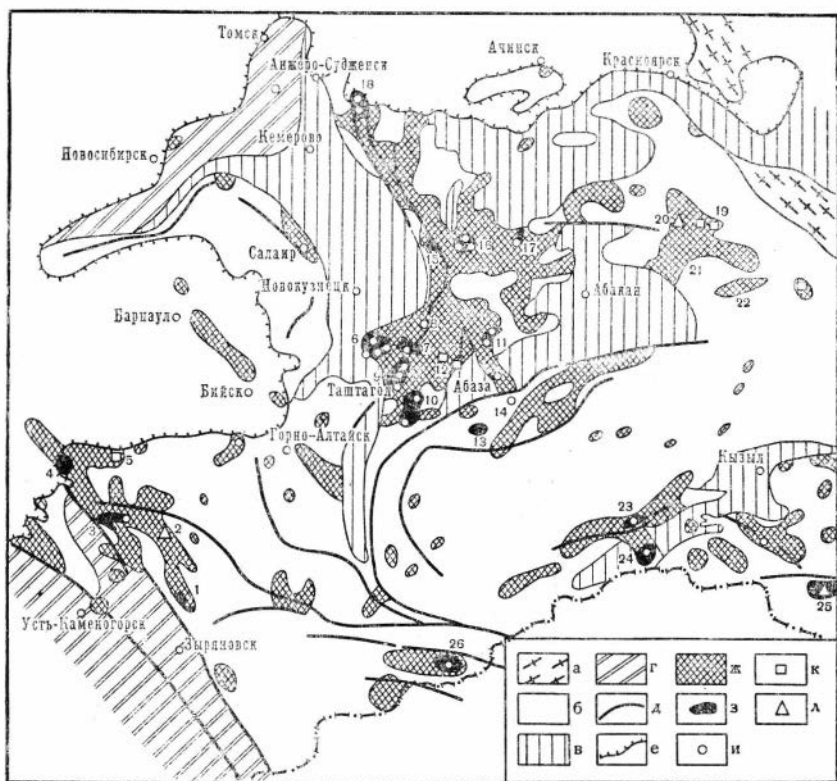


Рис. 1. Районы распространения эндогенных железорудных месторождений и рудопоявлений в пределах Алтае-Саянской складчатой области (по Г. Л. Поспелову, 1959)

а — кристаллическое обрамление Сибирской платформы; *б* — салаиро-каледонская складчатая область; *в* — варисские краевые и межгорные прогибы; *г* — Обь-Зайсанская варисская складчатая зона; *д* — разломы; *е* — граница мезо-кайнозойских рыхлых толщ; *ж* — районы повышенной концентрации железорудных месторождений и рудопоявлений; *з* — железорудные узлы.

Железорудные месторождения: *и* — магматические; *к* — контактово-метасоматические (и гидротермальные); *л* — эффузивно-осадочные

Железорудные месторождения и группы:

1 — Холзун; 2 — Коргон; 3 — Белорецко-Инский рудный узел; 4 — Кузнецовское; 5 — Харловское; 6 — Темир-Тельбесская и Казская группы; 7 — Тазская группа; 8 — Ташелгинская группа; 9 — Кондомская группа; 10 — Верхнекондомская группа; 11 — Тейская группа; 12 — Патын и Культайга; 13 — Анзасская группа; 14 — Абакан; 15 — Каным; 16 — Коммунарковский рудный узел; 17 — Самсон; 18 — Амपालык; 19 — Лысановские месторождения; 20 — Сыда; 21 — Ирбинская и Краснокаменная группы; 22 — Табрат-Таятская группа; 23 — Карасук; 24 — Улутау; 25 — Мугурское; 26 — Рудный Лог

акцессорный магнетит многих интрузивов Алтае-Саянской железорудной провинции.

Схема размещения главнейших железорудных месторождений и их групп в пределах Алтае-Саянской складчатой области приведена на рис. 1. На этой же схеме наряду с контактово-метасоматическими месторождениями показаны также основные эндогенные железорудные месторождения других генетических типов (магматические и эффузивно-осадочные).

История изучения железорудных месторождений Алтае-Саянской горной области, по существу, насчитывает всего лишь несколько десятков лет. Она подробно освещена Г. Л. Поспеловым (1958₂). Поэтому здесь упомянем лишь те исследования, в которых рассматриваются вопросы минералогии, геохимии и генезиса контактово-метасоматических железорудных месторождений области.

Одной из ранних работ (предвоенного периода) по минералогии руд является работа Ф. Н. Шахова (1930) по Тельбесскому железорудному району. Сведения о вещественном составе месторождений Кондомской группы содержатся в работах М. А. Кашкая (1934) и Н. А. Батова (1935). Вопросы минералогии руд и окислительных пород Ташелгинского месторождения освещаются П. И. Лебедевым и В. А. Молевой (1934), Тейского — А. А. Меняйловым (1935) и И. В. Дербиковым (1935), Ирбинской группы — А. И. Александровым (1938). Причем для серпентин-магнетитовых руд Тейского месторождения И. В. Дербиковым была высказана гипотеза коллоидного происхождения, т. е. образования их в результате раскристаллизации гелей.

В послевоенные годы минералогические исследования с различной степенью детальности проводились по многим месторождениям. Ряд минералов Шерегешевского и Шалымского месторождений детально изучен Н. Г. Суминым (1950, 1957). В Шалымском месторождении были открыты и описаны редко встречающиеся в природе колломорфные агрегаты молибденита и граната (Вахрушев, 1956₃). Несколько позднее в пределах Кондомской группы установлены два типа сульфидной минерализации, соответствующие двум эпохам рудогенеза: более ранней — железорудной, генетически связанной с интрузией сиенитов, и более молодой — полиметаллической и редкометальной, генетически связанной с интрузией Сарлык-Мустагского гранитного плутона (Вахрушев, 1959_{1,2}).

В Темир-Тельбесском районе О. Г. Кинэ (1958), В. М. Клярским и другими описаны самостоятельные минералы кобальта. В этом же районе работами В. М. Клярского, В. И. Синякова, М. Ф. Захарчук, А. Д. Проданчук, В. Г. Корель, В. П. Хютте, В. А. Бабошина, Л. С. Шабсович, Е. А. Бабиной и других установлены и описаны борсодержащие минералы — аксинит, турмалин. В статье М. В. Карпенко, Ю. Д. Скобелева и Б. Г. Эренбурга (1961) освещены результаты рентгеноструктурных исследований состава гранатов месторождений Казской и частично Тельбесской групп. Детальная характеристика гранатов Ирбинской группы приводится у В. А. Вахрушева и Н. В. Соболева (1963).

Данные по минералогии магнезиальных скарнов Леспромхозного месторождения приведены в статьях В. И. Синякова и Н. М. Синяковой (1959, 1961), Тейского — П. В. Комарова (1961). Для Тейского месторождения установлено, что основная часть промышленного магнетитового оруденения приурочена к магнезиальным скарнам, а не к доломитам, как это предполагалось ранее.

Из горноалтайских месторождений наиболее полно изучено Белорецкое месторождение (Вахрушев, 1960_{1,2}). Об Инском месторождении имеются краткие сведения о вещественном составе руд и скарнов в статьях М. И. Селиверстовой и др. (1959, 1960).

Минералогическое изучение месторождений Краснокаменской группы, Анзасского и Абаканского в последнее время проводили сотрудники МГУ под руководством Г. А. Крутова, а также по отдельным месторождениям геологи Красноярского геологического управления (Ш. Д. Курцерайте, 1962 и др.). В работах Г. А. Крутова (1960), Д. И. Павлова (1961, 1962_{1,2}) указано на значительные содержания хлора во многих минералах Анзасского месторождения, в том числе в скаполитах, амфиболах, биотитах, хлоритах и др., и сделан вывод об активной роли хлора в формировании железорудных месторождений.

Из исследований по вопросам зональности железорудных месторождений следует указать на работы Н. А. Батова, И. В. Дербикова, А. С. Калугина. Н. А. Батов (1935) рассматривает зональность с точки зрения изменения состава и морфологии рудных тел в зависимости от положения месторождения относительно интрузивов. Такого рода зональность на примере Кондомской группы месторождений Н. А. Батов

объяснил изменением геотермических условий рудоотложения, определявшихся удаленностью месторождения от родоначального интрузива.

А. С. Калугин, развивая идеи о зональности железорудных месторождений, предложил выделять горизонтальные ряды месторождений, объединяемые в генетически единую рудную группу. Образование таких рядов или групп месторождений, в соответствии с известной схемой Эммонса, есть результат среза рудных столбов на разных расстояниях от куполов батолитов, с которыми они генетически связаны. Работы И. В. Дербикова (1947, 1961) о зональности интересны своим геохимическим подходом к рассмотрению условий формирования месторождений. И. В. Дербиков на основании статистической обработки химических анализов руд наметил закономерности по соотношению окислов литофильных элементов в зависимости от положения месторождений в зональном ряду. Следует отметить, что И. В. Дербиков в 1937 г. независимо от С. С. Смирнова высказал предположение о том, что зональность может быть связана не только или не столько с изменением температуры, сколько с изменением состава растворов, поступающих из магматического очага в различные участки рудного поля, предопределяемые закономерным развитием тектонических нарушений.

Минералого-геохимическая зональность с привлечением для ее обоснования особенностей распространения элементов-примесей в рудообразующем магнетите освещена в работах В. А. Вахрушева (1959_{1,2}, 1963₁).

В вопросе о генетических связях железного оруденения с интрузиями, помимо высказываний М. А. Усова, принципиальное значение имеют работы П. И. Лебедева (1934), П. И. Лебедева и В. А. Молевой (1934). П. И. Лебедев в результате петрографо-геохимических исследований районов железорудных месторождений Кузнецкого Алатау пришел к выводу о генетической приуроченности концентраций железа к основным интрузиям для Тейского месторождения, а затем Ташелгинского и Северных месторождений Кондомской группы. Ю. А. Кузнецов (1955) предложил различать β - и γ -сиениты. Первые из них, по его классификации, являются производными основной, базальтовой магмы, вторые — кислой, гранитной магмы. Он считает, что большинство контактовых железорудных месторождений вообще и Алтае-Саянской области в частности генетически связаны с β -сиенитами и другими производными базальтовой магмы.

В следующих работах Ю. А. Кузнецов (1960, 1961) рассматривает железоруденение в связи с определенными формационными типами интрузий, обращая при этом особое внимание на петрогенетические особенности в целом магматических комплексов (формаций), к которым принадлежат эти интрузии. Эти идеи Ю. А. Кузнецова нашли отражение в серии статей Г. В. Полякова (Поляков, 1962; Поляков и др., 1960, 1963) по железоносным магматическим комплексам юга Красноярского края.

Г. Л. Поспелов (1957₁, 1958) выступил с возражением против идеи о генетических связях магматогенного железоруденения с магмами определенного геохимического типа, а именно, с базальтоидными магмами и продуктами их дифференциации. При этом Г. Л. Поспелов ссылается на горноалтайские месторождения, пространственно ассоциирующие с кислыми интрузивами, в частности с Тигерекским гранитным массивом, который по облику и петрографическому составу слагающих пород действительно резко отличается от типичных железоносных интрузий других районов Западной Сибири.

В статье В. А. Вахрушева и Н. В. Соболева (1961) указывается на наличие пересечений гранитами или их производными скарново-рудных образований Инского месторождения и на признаки термометаморфиз-

ма последних со стороны тигерекской интрузии. В связи с этим в отношении Белорецкого и Инского месторождений в качестве материнской интрузии допускается интрузия более древних и по составу более основных пород, чем граниты. Скарнированные и ороговикованные разновидности основных пород были выявлены непосредственно в пределах Инского месторождения.

Вопросы генезиса ряда месторождений и их классификаций рассматриваются в серии работ В. В. Богацкого. В частности, В. В. Богацкий (1957) метасоматические магнетитовые месторождения Южной Сибири с гидросиликатной ассоциацией сорудных минералов, наряду со скарновыми месторождениями выделил в самостоятельный гидросиликатный тип. Позднее В. В. Богацкий (1961) помимо особенностей вещественного состава руд и окорудных пород отмечает также пространственную и генетическую приуроченность магнетитовых месторождений гидросиликатного (или саянского) типа к вулканическим комплексам основного состава локальных прогибов геосинклинальных областей.

Из других обобщающих работ отметим монографию Ф. Н. Шахова «К теории контактовых месторождений» (1947), в которой сведены и некоторые материалы по контактово-метасоматическим железорудным месторождениям Западной Сибири и высказаны общие положения о теории скарнообразования.

В 1958 г. вышла монография «Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области», в обобщающих главах которой рассматриваются различные условия образования контактово-метасоматических железорудных месторождений, в том числе вопросы их генетической классификации, зональности и т. п.

Более детально о взглядах исследователей на вопросы, затрагиваемые в настоящей работе, будет сказано в соответствующих разделах.

ЖЕЛЕЗОНОСНЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ ПО ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ МАГМАТИЗМА

Алтае-Саянская складчатая область расположена между Сибирской платформой на востоке и герцинской Обь-Зайсанской складчатой зоной на западе. В настоящее время ее территория представляет собою сложный узел горных цепей и разделяющих их впадин. Основные горные хребты этой области (с запада на восток): хребты Горного Алтая и Салаира, Кузнецкий Алатау и Абаканский хребет, Западный Саян, Восточный Саян и Танну-Ола. Между ними находятся депрессии Кузнецкого бассейна, Минусинской и Тувинской котловин.

Общепринятых представлений об истории формирования Алтае-Саянской складчатой области и магматической деятельности на ее территории до сих пор еще нет. Разными авторами предложен ряд схем по магматизму и геотектоническому районированию области в целом и по отдельным ее регионам. Наибольшее значение в этом отношении имеют работы В. А. Кузнецова (1952, 1954) и В. А. Унксова (1958) по геотектоническому районированию рассматриваемой территории в целом, В. А. Кузнецова (1957, 1962), Г. В. Пинуса (1958, 1960₁), Т. Н. Ивановой (1958) и других по магматизму Горного Алтая, Тувы, Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна. В последнее время анализ истории магматизма Алтае-Саянской складчатой области с привлечением новых материалов проведен Ю. А. Кузнецовым (1960, 1961), представления которого и положены в основу настоящего краткого очерка.

В геологическом отношении Алтае-Саянская складчатая область представляет собою очень сложное сооружение, возникшее в результате консолидации обширной, начавшей свое развитие еще в допалеозойское время, гессинклинальной области. Здесь могут быть выделены геотектонические структуры различного возраста и с неодинаковой историей развития магматизма. По времени консолидации их В. А. Кузнецов различает салаирские, каледонские, раннегерцинские и позднегерцинские складчатые и складчато-глыбовые структуры, обладающие различной геологической и металлогенической характеристикой. Многие исследователи ограничиваются выделением только каледонских и герцинских структур, выделяя среди каледонид зоны ранней и поздней стабилизации (Унксов, 1958). Ю. А. Кузнецов (1960, 1961), детализируя геотектоническое районирование области, выделяет внутри салаирид зону байкалид и переходную зону между зонами салаирид и каледонид.

Зоной наиболее ранней консолидации, по Ю. А. Кузнецову (1960, 1961), и является зона проявления байкальской складчатости. На рассматриваемой территории к этой зоне относится лишь северо-восточная

окраина Восточного Саяна. В пределах ее эффузивный магматизм проявлен слабо, основные и ультраосновные интрузии сколько-нибудь заметного развития не получили. Однако в верхнем протерозое гранитный магматизм проявился достаточно интенсивно, и с нижнего кембрия в пределах этой зоны, по существу, установился платформенный режим.

Юго-западная часть Восточного Саяна, восточные склоны Кузнецкого Алатау, восточная часть Горной Шории и бассейн р. Лебедь составляют зону, для общей структуры и магматизма которой важнейшим оказался синийско-кембрийский, или собственно салаирский, по В. А. Кузнецову, тектономагматический этап. В пределах этих регионов геосинклинальный режим сохранился в продолжение всего верхнего протерозоя, нижнего и, возможно, начала среднего кембрия. В настоящее время все исследователи сходятся на том, что в начальные этапы развития салаирской геосинклинали в связи с интенсивным вулканизмом произошли излияния основных базальтоидных лав, сопровождавшиеся туфовыми, терригенными и карбонатными осадками. Продукты этого вулканизма, получившие широкое развитие в Горном Алтае, Салаире и Кузнецком Алатау, относятся к так называемой спилито-диабазовой формации.

Образование этой формации происходило в верхнем протерозое (рифее), в верхней половине нижнего кембрия и в среднем кембрии, причем в Горном Алтае в среднем кембрии спилито-диабазовая формация местами заменяется наземной андезито-дацитовой. В различных районах спилито-диабазовая формация выделяется под названием арыджанской, манжерокской, мунжинской и других свит. Аналоги упомянутой нижекембрийской спилито-диабазовой формации имеются в Туве, Западном и Восточном Саянах. В Восточном Саяне к этой формации могут быть отнесены туманшетская и колпинская свиты, в Западном Саяне — чингинская, нижнемонокская и другие.

К наиболее ранним по времени проявлениям интрузивного магматизма ($Ст_1$) в этой зоне относятся гипербазитовые массивы и интрузивные комплексы преимущественно основного (габброидного) состава. Примером их может служить, например, буйский интрузивный комплекс в Хакассии, массивы авгитовых диоритов на западном склоне Кузнецкого Алатау и др. Эти интрузивы, пространственно и генетически тесно связанные с нижекембрийскими эффузивами, имеют ясно выраженный гипабиссально-субвулканический характер. Среднекембрийские эффузивы широко распространены в восточных районах области. В частности, ими сложена кизирская свита, развитая в центральной части Кизир-Казырского синклинория (северо-западная часть Восточного Саяна). В пространственной и генетической связи с основными эффузивами кизирской свиты находится интрузивный комплекс, по своему составу отвечающий габбро-диорит-гранодиоритовой формации. С этой формацией генетически связано железоруденение Табрат-Таятской группы. В Горной Шории к продуктам кембрийского магматизма большинство исследователей относят также субвулканические тела сиенитов Кондомского района, которые являются материнскими по отношению к магнетитовым месторождениям Кондомской группы.

Габброидные интрузии, близкие по возрасту к среднекембрийским эффузивам на восточном склоне Кузнецкого Алатау, проявлены в виде интрузий габбро-монзонит-сиенитового состава (когдахский тип, по Ю. А. Кузнецову) и интрузий габбро-плагиогранитного состава, известных, например, в районе Тейсского месторождения.

Верхний кембрий в пределах зоны салаирид был эпохой массового развития гранитоидных батолитовых интрузий, известных в Кузнецком Алатау под названием Тигертышского, Ортонского, Лебедского, Улень-Туймского и других массивов. К данному типу интрузивов относятся

гранитоиды Есинского плутона, развитые в районе Тейского месторождения.

Западную часть Мариинской тайги и Горной Шории Ю. А. Кузнецов выделяет в качестве переходной зоны между кратко охарактеризованной выше зоной салаирид и зоной собственно каледонид. Близкую, но не тождественную историю имеет и северная окраина Западного Саяна. В пределах этой зоны геосинклинальный режим существовал несколько дольше, чем в зоне салаирид. Видимо, в связи с этим прогибы и глубинные разломы в пределах этой структуры получили наибольшее развитие, что нашло отражение в широком проявлении гипербазитовых интрузивов, которые здесь так же, как в других регионах Алтае-Саянской области, образуют в плане линейно-вытянутые пояса, прослеживающиеся на десятки и сотни километров (Пинус, Кузнецов, Волохов, 1958, и др.).

Из основных интрузий в этой переходной зоне известны габброиды буйского типа и несколько более молодые габбро-монцонит-сиенитовые и габбро-плагиогранитные интрузивные комплексы. К последним относится майнский интрузивный комплекс (Западный Саян).

И, наконец, одной из отличительных особенностей описываемой зоны является наличие крупных гранитоидных интрузий, прорывающих фаунистически охарактеризованные ордовикские отложения в Горной Шории. Это Казский, Мостокольский и Тельбесский гранодиоритовые плутоны. К этому же типу интрузивов относится Кожуховский массив, Ампальский, Ольгинский и другие массивы Мартайги.

В результате становления этих гранитных интрузивов многие участки зоны оказались стабилизированными и перешли к режиму развития молодой платформы с последующим наложенным магматизмом, не имеющим уже отношения к предшествующему магматизму геосинклинальных зон. О характере этого магматизма будет сказано ниже.

Еще более внешнее положение по отношению к платформе занимает зона максимального проявления каледонской складчатости и сопровождающая ее магматизма. Это область большей части Западного Саяна (исключая северную окраину) и большей части Горного Алтая.

Производные докембрийского магматизма в пределах всей этой зоны немногочисленны. На Алтае к ним относятся кристаллические ортосланцы, в которых усматриваются эффузивные и жильные породы кислого и основного состава, испытавшие последующий региональный метаморфизм (В. А. Кузнецов, 1957). Они выступают в Теректинском горсте Центрального Алтая и в Бийском и Катунском массивах в восточной части Горного Алтая. Гораздо шире и разнообразнее проявлены в Горном Алтае производные кембрийского (салаирского) магматизма. Здесь, как и в других районах, получили распространение вулканогенная спилито-диабазовая формация, кембрийские гипербазитовые интрузивы и сопровождающие их небольшие массивы основных пород преимущественно габбро-диоритового состава. Отличительной особенностью магматизма в целом этой зоны по сравнению с зоной салаирид, по Ю. А. Кузнецову (1960), является отсутствие кембрийских гранитоидных интрузивов, чем и обусловлена поздняя ее консолидация.

Салаирский же возраст доказан для гранитоидных интрузий (лебедские, садринские), располагающихся главным образом в северо-восточной части Горного Алтая, на стыке его со структурами Горной Шории.

В следующий период развития этой зоны (ордовик — силур) достаточно широко проявились гранитоидные интрузии в Западном Саяне и в восточных районах Горного Алтая, в то время как в Салаире и в западной части Горного Алтая (Ануйско-Чуйская зона), где геосинклинальный режим существовал не только в каледонский, но и в герцинский этап, они отсутствуют полностью. В соответствии с этим оказывается несколько различным и дальнейшее развитие этих структурно-форма-

ционных зон. В частности, с заметным проявлением гранитоидного магматизма конца ордовика связана сравнительно ранняя консолидация Западного Саяна с полным переходом в эпоху нижнего девона всего этого района к платформенному режиму развития. В Горном Алтае в связи с меньшим развитием верхнеордовикских и нижнесилурских интрузий консолидация наступила значительно позднее. Здесь геосинклинальные условия в полной мере имели место даже в девоне с проявлением в этот период различного рода магматических процессов.

Девонский магматизм проявился в пределах всей Алтае-Саянской области очень широко, знаменуя собою начало герцинского этапа развития магматизма, очень интенсивного в отношении железооруденения. При этом отмечается закономерное смещение во времени (от D_1 до D_3^2) максимумов вулканизма с востока на запад, т. е. от Минусинского межгорного прогиба и Тувинской котловины в сторону Рудного Алтая и Кайбы (Б. Н. Лапин, 1963). Остановимся несколько подробнее на характеристике девонского магматизма.

Герцинский этап был этапом развития лишь остаточных геосинклинальных прогибов, когда на большей части территории установился режим молодой платформы. Тектоническая активность, связанная с ранними этапами герцинского тектогенеза и проявившаяся в большинстве случаев в начале девонского времени, привела к образованию крупных разломов и подновлению ранее существовавших и, как следствие этого, к активной вулканической деятельности. При этом для ряда герцинских прогибов, в частности для Минусинского межгорного прогиба, по данным И. В. Лучицкого (1960) и других, отмечается резкое преобладание в составе эффузивов пород основного и среднего состава над кислыми. Особенности распространения эффузивов указывают на цепочковидное расположение девонских вулканов вдоль крупных разломов, в частности разломов, ограничивающих Минусинский прогиб, а также разбивающих Восточный Саян и Кузнецкий Алатау на отдельные блоки и ограничивающих с востока Кузбасс.

С этим эффузивным комплексом тесно генетически связаны исключительно продуктивные в отношении железооруденения интрузивные комплексы преимущественно субщелочного (граносиенитового) состава — ирбинский, краснокаменский, тейский и другие. С этими интрузивными комплексами, в свою очередь, генетически связаны очень многие промышленные железорудные месторождения юга Красноярского края.

Кроме того, известны железоносные комплексы габброидного состава, возраст которых не вполне ясен. Примером служат габброидные массивы Анзасса в Западном Саяне, которые одни исследователи (В. В. Богацкий) относят к производным кембрийского магматизма, другие (Г. В. Поляков) — к производным более молодого, предположительно девонского магматизма. Некоторые исследователи относят к девонскому возрасту своеобразные сильно дифференцированные титаносные габбровые массивы патынского типа.

В Горном Алтае девонский вулканизм проявился иначе. Здесь наиболее характерно проявление лав липаритового состава с образованием, по Ю. А. Кузнецову (1960), преимущественно кварц-кератофировой формации с малым участием спилитов и диабазов, ассоциирующей с относительно глубоководными серыми и черными глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, т. е. вся девонская эффузивно-осадочная толща имеет существенно геосинклинальный характер. С этой формацией ассоциируют близкие по возрасту гипабиссальные тела щелочных гранодиоритов, гранитов, гранит-порфиров, кварцевых порфиров, а также основные интрузии, представленные силлами и дайками диабазов. С эффузивным магматизмом среднего девона генетически связаны гематитовые и магнетит-гематитовые руды эффузивно-осадочного типа

(Коргонское, Кедровское, Калгутинское и другие месторождения). К продуктам этого же типа магматизма во многих местах Горного Алтая относятся гидротермальные рудопоявления железа, представленные линзами и жилами кварца и гематита, приуроченными к зонам дробления в эффузивах (Рудный Лог), или, чаще всего, мелкими кварц-гематитовыми жилками, не имеющими практического интереса (Калугин, 1959; Б. Н. Лапин, 1963, и др.).

По-видимому, к ранним или начальным этапам собственно герцинского магматического цикла для Горного Алтая следует отнести интрузии габбро-диабазов, габбро-диоритов и гранодиоритов, внедрившихся вдоль региональных разломов, в частности вдоль Чарышско-Теректинского разлома. Многие исследователи не без оснований принимают, что рассматриваемые интрузивы, пространственно приуроченные к глубинному разлому, в конечном счете, и являются производными базальтовой магмы. С этими интрузиями, в частности с проявлением чарышского габбро-диабазового комплекса, генетически связаны наиболее интересные в промышленном отношении железорудные месторождения Горного Алтая (Инское, Белорецкое).

Девонский вулканизм также проявлен в соседней Горной Шории, в том числе в пределах Темир-Тельбесского и Кондомского железорудных районов. Однако масштабы распространенности продуктов этого вулканизма не всегда ясны из-за спорности возраста магматических комплексов этих районов.

В ходе дальнейшего развития герцинского магматизма (карбон — пермь) происходит формирование крупных батолитовых гранитоидных интрузивов, одни из которых обычно сопоставляются с змеиногорским интрузивным комплексом Рудного Алтая (Яломанская группа интрузивов, гранодиориты Колыванского района и др.), другие, несколько более поздние и более кислые по составу, — с калбинским интрузивным комплексом (Талицкий, Белокурихинский, Тигерекский, Синюшинский, Юстыдский и ряд других гранитных массивов северо-западного, центрального, юго-восточного Алтая). К последнему типу интрузивных комплексов в свете новых данных следует отнести гранитные интрузивы гор Сарлык и Мустаг, а также, вероятно, ряд гранитных массивов Темир-Тельбесского района Горной Шории.

В целом интрузии змеиногорского и особенно калбинского комплексов являются послескладчатыми.

К заключительным стадиям герцинского этапа относятся резко послескладчатые малые дайковые интрузии основного и кислого состава, известные в ряде районов Горного Алтая. Таковы штоки и дайки гранитпорфиров и кварцевых порфиров в Северо-Западном Алтае и Теректинский дайковый комплекс Центрального Алтая.

И, наконец, в Кузнецком Алатау, Кузнецком бассейне и Минусинском межгорном прогибе известны проявления траппового магматизма. Эти проявления приурочены к верхнему палеозою или низам мезозоя, знаменующую собою уже переход в целом Алтае-Саянской области к платформенной стадии развития. Траппы представлены покровами базальтов, силлами и дайками долеритов, диабазов, монцонитов и т. п., которые описаны в работах В. К. Монича и М. Г. Горбунова (1941), И. В. Лучицкого (1960), В. А. Кутолина (1963) и других авторов.

Последние проявления магматизма Алтае-Саянской области — это третичные и четвертичные базальты, обнаруженные только в Восточном Саяне и Туве.

Выше намечены лишь отдельные вехи сложной истории магматизма Алтае-Саянской складчатой области. Как уже указывалось, опубликован ряд других схем по магматизму рассматриваемой территории, анализ которых не входит в нашу задачу.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ, С КОТОРЫМИ АССОЦИИРУЮТ ЖЕЛЕЗОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Ниже приведена краткая характеристика ряда типичных для Алтае-Саянской области интрузивных комплексов, с которыми пространственно и генетически ассоциируют контактово-метасоматические железорудные месторождения. Особое внимание уделено определению генетического (формационного) типа железоносных интрузивных комплексов. Это важно по двум причинам: 1) как известно, не все комплексы интрузивных пород в одинаковой степени продуктивны в отношении железооруденения и 2) месторождения, генетически связанные с интрузиями различных генетических (формационных) типов, характеризуются своими специфическими минералого-геохимическими особенностями, выяснение которых также имеет определенное значение. В связи с этим железоносные интрузивные комплексы при их описании сгруппированы в три основные группы:

существенно габброидные и габбро-диорит-гранодиоритовые интрузивные комплексы;

преимущественно субщелочные (граносиенитовые) интрузивные комплексы;

гранитоидные интрузивные комплексы (интрузивы гранитоидных батолитов «пестрого» состава).

Вместе с тем, в пределах отдельных железорудных районов одновременно развиты интрузивные комплексы различных формационных типов, роль которых в отношении железооруденения является дискуссионной. Поэтому наряду с рассмотрением собственно железоносных комплексов в отдельных случаях мы вынуждены были кратко охарактеризовать интрузивные комплексы, которые, по нашему мнению, не имеют прямого отношения к железооруденению.

При характеристике конкретных интрузивных комплексов использованы данные многих авторов и результаты личных исследований магматических комплексов отдельных железорудных районов области.

Габброидные и габбро-диорит-гранодиоритовые интрузивные комплексы

Анзасский габброидный комплекс

Слабо дифференцированная интрузия габброидов Анзасского района (Западный Саян) является типичным представителем железоносного габброидного комплекса. К этому же типу габброидных комплексов относятся интрузивные образования основного состава в районах Хайлельского и Изых-Гольского месторождений.

Анзасский габброидный комплекс носит явно постороженный характер. Он приурочен к Анзасской тектонической зоне, рассекающей пликативные структуры кембрия. Анзасская зона, по исследованиям П. С. Антонова, В. В. Богацкого и других, является одним из основных структурных элементов Северо-Саянского (Джебашского) глубинного разлома, заложенного на границе древних пород джебашского тектонического выступа с более молодыми кембрийскими породами и, видимо, сохранявшего подвижность в течение долгого времени при общей консолидации района в целом.

Как известно, анзасский габброидный комплекс образует серию линейно-вытянутых интрузивных тел и даек, ориентированных в общем согласно с простираем упомянутой выше трещинной зоны.

Г. В. Поляковым и др. (1960) устанавливается следующий порядок формирования комплекса. В раннюю стадию происходило внедрение недифференцированной основной магмы, в результате чего образовались

относительно крупные тела трахитоидного габбро (Анзас) и более мелкие тела и дайки порфировидных габбро и габбро-диабазов (Хайлеол). Следующая, вторая, стадия характеризуется более существенной дифференциацией исходной магмы с образованием, с одной стороны, основных дифференциатов — меланократовых габбро и габбро-перидотитов, с другой, — кислых, значительно обогащенных натрием пород — альбититов и альбитит-порфиров. Таким образом, основные и кислые породы второй стадии рассматриваются как крайние дифференциаты комплекса, резко различные по химизму.

Следует заметить, что вопрос о магматической природе альбититов является дискуссионным. По нашим наблюдениям в Анзасе и в других железорудных районах области, альбититы, за исключением, быть может, жильных образований, образовались метасоматическим путем преимущественно за счет интрузивных пород, а частично и пород вмещающего осадочно-метаморфического комплекса. Вопрос о метасоматическом происхождении альбититов подробнее будет рассмотрен ниже. Однако независимо от способа образования альбититов их широкое развитие является характерной особенностью комплекса, что и послужило основанием предыдущим авторам для наименования его габбро-альбититовым комплексом.

Возможно, рассмотренный выше габбро-альбититовый комплекс есть частное проявление титаноносных, первично расслоенных габбро-сиенитовых интрузий патынско-культайгинского типа, которые появились вдали от разломов, на участках антиклинальных поднятий (Поляков, 1962).

Железоносный интрузивный комплекс Таят-Табратского района

Исключительно изменчивый по составу комплекс интрузивных пород недавно открытого Таят-Табратского железорудного района расположен в центральной части Кизир-Казырского синклинория (северо-западная часть Восточного Саяна). Этот интрузивный комплекс, ассоциирующий с основными эффузивами и представленный разнообразными по составу породами — от габбро и габбро-диоритов до кварцевых диоритов и плагиогранитов, — типичный пример габбро-диорит-гранодиоритовой формации, по Ю. А. Кузнецову (1962).

Комплекс впервые описан Г. В. Поляковым и Г. С. Федосеевым (1963), по данным которых его формирование совершилось в три этапа (от раннего к позднему):

1. Интрузия габбро-диоритов и габбро-диабазов, по возрасту очень близкая к вмещающим эффузивам кизирской свиты (C_{12-3}).
2. Интрузия кварцевых диоритов и гранодиоритов.
3. Интрузия диоритовых порфиритов.

Многофазность становления, так же, как и возможные проявления процессов глубинного гибридизма, и обусловили разнообразие состава этой естественной ассоциации интрузивных пород. Общность происхождения отмеченных выше интрузий основывается на следующих данных: 1) все интрузии приурочены к единой структурной зоне; 2) устанавливается определенное сходство в составе и химизме пород этого комплекса, связанное с унаследованностью этих свойств от исходной магмы. Даже крайние кислые породы Таят-Табратского района резко отличаются от пород типичного гранитного интрузива г. Сухой, расположенного в этом же районе, но уже относящегося по возрасту и типу исходной магмы к иному магматическому комплексу; 3) дайки, обильно проявившиеся на всех этапах становления комплекса, постоянно обладают высокой основностью (габбро, габбро-диориты, диабазы, лабрадоритовые порфириты), причем основными дайками сопровождается и более поздняя интрузия кварцевых диоритов; 4) общность происхождения интрузий

Таят-Табратского района и унаследованность некоторых свойств исходной магмы особенно отчетливо проявились в химизме акцессорного магнетита. Как показали результаты наших исследований, акцессорный магнетит интрузивных пород всех трех фаз независимо от их состава одинаково характеризуется повышенным содержанием ряда элементов-примесей (особенно титана и ванадия), свойственных базальтоидной магме.

Габбро-диоритовый интрузивный комплекс района Мартайги

Породы этого комплекса обычно относятся к так называемому мартайгинскому интрузивному комплексу. Однако под названием мартайгинского интрузивного комплекса понимается сложная в петрографическом отношении ассоциация глубинных изверженных пород, которая особенно широко распространена в северной части Кузнецкого Алатау. В состав этого комплекса входит серия крупных плутонов (Дудетский, Ургадатский, Федотовский, Ольгинский, Центральнинский и др.), площадь которых нередко измеряется сотнями квадратных километров. Они сложены разнообразными породами — от нормальных гранитов до гранодиоритов, диоритов и габбро. Среди жильных фаций развиты гранит-порфиры, сиенит-порфиры, аллиты, пегматиты, керсантиты и спессартиты. Характеристика отдельных массивов приведена в работах В. А. Кузнецова (1940), В. К. Монича (1937), Д. В. Никитина (1940), А. Л. Додина (1958), Л. В. Алабина (1959), В. Г. Корель и В. Н. Кузнецовой (1961) и других авторов.

По Г. В. Пинусу (1958), Л. В. Алабину (1959) и другим, формирование массивов этого комплекса связывается с основной фазой складчатости, которая в Кузнецком Алатау проявилась в ордовике или силуре, что соответствует таконской фазе каледонского цикла тектогенеза.

Породы, образующие складчатые структуры, в которых располагаются интрузивы мартайгинского комплекса, представлены преимущественно эффузивами (андезитовые порфиры, реже диабазы и альбитофиры), туфами и известняками. Кроме того, в северной части Кузнецкого Алатау отмечаются основные интрузии, более древние, чем собственно мартайгинский, в основном гранитоидный комплекс.

До недавнего времени с интрузиями мартайгинского комплекса генетически связывали главным образом золоторудные месторождения и рудопроявления. Геологоразведочными работами последнего десятилетия выявлены также железорудные месторождения контактово-метасоматического типа.

О природе мартайгинского интрузивного комплекса среди исследователей нет единого мнения. Сложность петрографического состава одни геологи объясняют только процессами дифференциации основной магмы, другие — многофазным характером формирования комплекса, третьи — одним из решающих факторов, обусловивших пестрый состав интрузивного комплекса, считают широко проявившийся процесс ассимиляции магмой вмещающих пород.

В связи с этим рассмотрим особенности формирования Ольгинского (по другим авторам Ольгинско-Ампалыкского) массива, в контактовой зоне которого расположено Ампалыкское железорудное месторождение. По Л. В. Алабину (1959), становление Ольгинского массива происходило в три фазы. В первую фазу произошло внедрение главной порции магмы гранодиоритового состава с образованием в краевых частях массива благодаря явлению гибридизма габбро-диоритов, габбро и др. С этой фазой связано железооруднение Ампалыкского месторождения. Во вторую фазу произошло образование гранитов и сиенитов, которые секут породы первой фазы и скарново-магнетитовые тела. Со второй фазой

связано золотое и частично сульфидное оруденение. С третьей фазой становления массива, по Л. В. Алабину, связано внедрение жильных де-риватов, а также жильных рудопоявлений золота и сульфидов — мо-либденита, халькопирита, сфалерита и галенита. К этим сульфидам, по нашим данным, следует добавить также висмутин, самородный висмут, самородное серебро и алтаит.

Резко секущее положение гранитов по отношению к предрудным ос-новным породам, в том числе и к их жильным проявлениям — дайкам диабазовых порфиритов, габбро-порфиритов, одинитов, а также и к скар-ново-магнетитовым телам указывает на длительный разрыв во времени формирования габбро, габбро-диоритов и других пород предрудной ин-трузии и послескарново-рудных гранитов. При этом основные породы, так же как и скарново-рудные образования, испытали метаморфизику-ющее воздействие со стороны гранитной интрузии, выразившееся прежде всего в интенсивном ороговиковании их с последующим наложением процессов гидротермального изменения (амфиболизации, биотитизации, окварцевания и т. д.).

По-видимому, здесь мы имеем дело с двумя самостоятельными интру-зивными комплексами, не связанными общностью магматического очага и времени формирования. Каждый из этих комплексов характеризуется своими особенностями химизма пород, в том числе и пород дайковой серии, так же как и специфическими особенностями металлогении. Мно-гочисленные химические анализы пород, входящих в состав выделенных выше интрузивных комплексов района Амपालыкского месторождения, имеются в статьях Л. В. Алабина (1959) и В. Г. Корель и В. Н. Кузнецо-вой (1961).

Реликтовые тела древнего (домартайгинского) габброидного ком-плекса выделял в свое время В. К. Монич (1937) в районе Берикюля и впоследствии они были зафиксированы рядом исследователей. Эти ре-ликты имеются и в других частях Мартайги — в районе Большого Таскы-ла, а также, по последним данным А. Н. Дистановой (1964), в бассейне р. Соболинки, в пределах Центрального массива и т. д.

Железоносные интрузивные комплексы северо-западной части Горного Алтая

До недавнего времени образование таких крупных и промышленно важных месторождений, как Инское и Белорецкое, генетически безого-ворочно связывали с гранитами Тигерекского плутона. Однако доказа-тельств такой связи, за исключением пространственной приуроченности этих месторождений к контактовой зоне гранитного массива, не было приведено. В то же время, как нами уже отмечалось ранее, имеется до-статочно оснований считать, что гранитная интрузия в образовании Ин-ского и Белорецкого месторождений не принимает участия. В связи с тем, что вопрос о материнских, по отношению к железооруденению, ин-трузиях Горного Алтая является остро дискуссионным, прежде чем пе-рейти к рассмотрению собственно железоносного интрузивного комплек-са, для сравнения и обоснования своих взглядов кратко остановимся на характеристике Тигерекского гранитного плутона.

Тигерекский гранитный массив относится к так называемому калбин-скому интрузивному комплексу. Площадь его выхода на поверхность составляет около 600 км². Этот массив, ориентированный длинной осью в широтном направлении, по данным В. А. Кузнецова (1962), связы-вается с региональным Чарышско-Теректинским разломом, имеющим на этом отрезке также широтное или близкое к нему направление. Вмещаю-щие массив породы представлены силурийскими морскими карбонат-ными и девонскими (эйфельскими) эффузивно-осадочными породами.

Меньшее распространение имеют ордовикские герригенно-осадочные отложения и мелкие тела габбро. В результате интенсивного контактового воздействия со стороны гранитной интрузии в широком контактовом ореоле (до 3 км) наблюдаются роговики, мраморы, слюдистые сланцы и гнейсы. Схема геологического строения района Тигерекского гранитного массива приведена на рис. 2.

Массив сложен крупно- и среднезернистыми гранитами, образовавшимися, по В. П. Ковалеву (1962), в первую фазу становления плутона, и среднезернистыми лейкократовыми гранитами, возникшими во вторую фазу. Из жильных образований известны дайки аплитов, аплит-пегматитов и пегматитов, с которыми связаны проявления турмалиновой и редкометальной минерализации. Лишь в узких зонах эндоконтакта кое-где встречаются диоритовые породы, которые всеми исследователями принимаются за гибридные разновидности той же самой гранитной интрузии. Среди них выделяются разности, отвечающие по составу биотитовым гранодиоритам, кварцевым биотит-роговообманковым и биотит-гиперстеновым диоритам, в редких случаях — кварцевым габбро-диоритам.

Т а б л и ц а 1

Химический состав гранитов Тигерекского массива
(по В. П. Ковалеву, 1962)

Компоненты	1	2	Компоненты	1	2
SiO ₂	67,19	73,07	Na ₂ O	2,40	} 8,48
TiO ₂	0,16	0,32	K ₂ O	3,75	
Al ₂ O ₃	15,05	12,08	P ₂ O ₅	—	
Fe ₂ O ₃	2,81	0,52	H ₂ O	—	
FeO	3,74	4,40	С у м м а	98,87	99,98
MnO	0,07	0,06			
MgO	1,50	0,25			
CaO	2,20	0,54			

1 — крупнозернистый порфировидный биотитовый гранит;
2 — лейкократовый среднезернистый гранит.

В табл. 1 приведен химический состав порфировидных биотитовых и лейкократовых гранитов, суммарно слагающих свыше 90% площади Тигерекского массива.

Таким образом, для Тигерекского плутона характерна однородность пород, отвечающих нормальным биотитовым гранитам или еще более кислым разностям — лейкократовым гранитам, что не свойственно типичным железоносным интрузивам Алтае-Саянской области и других районов СССР (например, Урала).

Важное значение для установления материнской по отношению к оруденению интрузии имеют следующие обстоятельства.

1. Не наблюдается какой-либо зональности в строении рудных полей или скарных зон относительно контактов гранитного интрузива.

2. Не отмечено явлений скарирования гранитов в районах Инского и Белорецкого месторождений.

3. Не выявлено признаков унаследования свойств гранитной магмы рудными образованиями. В частности, по содержанию элементов-примесей (титана, ванадия, марганца и др.) руды Инского месторождения аналогичны ассоциирующим с магматическими комплексами основных (габброидных) пород.

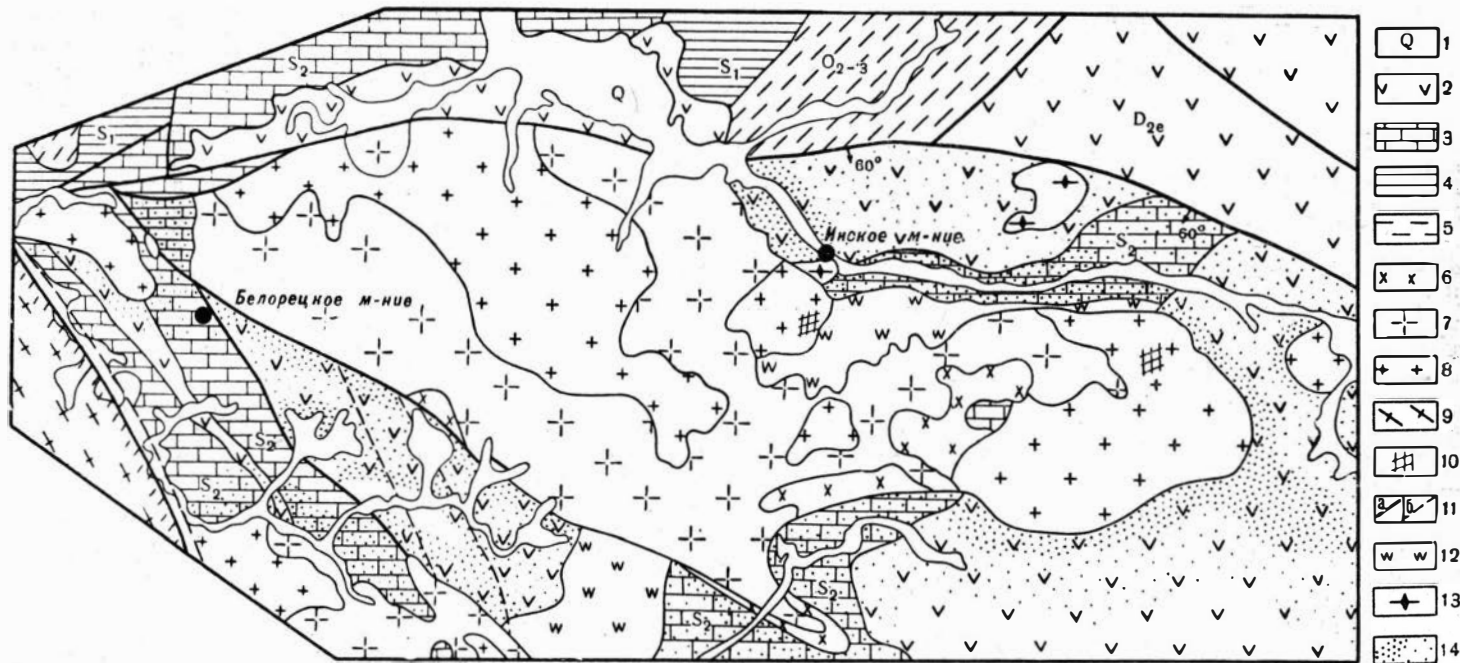


Рис. 2. Схема геологического строения района Тигерекского гранитного массива на Алтае (по В. П. Ковалеву, 1962)

1 — аллювиальные отложения; 2 — эффузивно-осадочные породы среднедевонского возраста; 3 — карбонатно-осадочные породы верхнесилюрийского возраста; 4 — терригенно-осадочные и карбонатные породы нижнесилюрийского возраста; 5 — терригенно-осадочные породы ордовикского возраста; 6 — мелкозернистые граниты, плагнограниты, гранодиориты и диориты краевой фации; 7 — крупнозернистые порфировидные биотитовые граниты; 8 — лейкократовые среднезернистые граниты; 9 — гранодиориты; 10 — поля развития магнетитовой минерализации в гранитах; 11 — дизъюнктивы; 12 — метасоматические кварциты; 13 — инъекционные гнейсы и граниты; 14 — контактово-метаморфизованные породы

4. При проведении буровых разведочных работ в пределах Инского месторождения установлены пересечения гранитами или их гибридными разностями магнетитовых тел и скарнов, а также обнаружены явления перекристаллизации последних в связи с термическим воздействием послерудной гранитной интрузии (Вахрушев и Соболев, 1961).

В пределах Инского и Белорецкого месторождений был выявлен и описан комплекс основных пород, с которыми нами и связывается железорудное этих месторождений (Вахрушев, 1960_{1,2}; Вахрушев, Соболев, 1961). Этот интрузивный комплекс наблюдается в виде небольших тел (Инское месторождение) и серии дайковых образований основного состава (габбро-диабазы, диабаз и т. п.).

Характерно, что на участках обоих месторождений габбровые породы подверглись метаморфизму, в том числе и скарнированию. Сильнометаморфизованные их разности по внешнему виду очень похожи на роговики, за которые они и принимались ранее (без расшифровки их первичной природы). Первоначальная структура габбро даже в участках, не подвергшихся скарнированию, сохраняется далеко не всегда. Плагноклаз габбро подвержен перекристаллизации в тонкозернистый агрегат гранобластовой структуры.

В керне из скважин Инского месторождения нами был изучен контакт метаморфизованных габброидных пород с гибридными кварцевыми диоритами. Установлено, что интенсивность перекристаллизации габброидных пород возрастает по мере приближения к контакту с кварцевыми диоритами. В экзоконтакте шириной 8—12 м габбро настолько перекристаллизовано и в значительной мере окварцовано, что его невозможно распознать под микроскопом без изучения переходных разностей к неперекристаллизованному габбро по характерным бластогаббровым и бластоофитовым реликтовым структурам. На рис. 3 изображен контакт инъецированного гранита с ороговиком габбро или габбро-диоритом: на рис. 4 можно видеть начальные стадии перекристаллизации плагноклаза габброидной породы в агрегат мелких изометричных зерен.

Некоторые особенности химизма пород данного интрузивного комплекса можно видеть в табл. 2, в которой сведены химические анализы жильных габбро-диабазов Белорецкого и метаморфизованного габбро Инского месторождений. К сожалению, при анализе обр. 491 и 553, судя по сумме, допущены погрешности, видимо, в результате некоторой потери вещества. Однако искажение в целом валового состава этих образцов вряд ли сколько-нибудь значительно. Химический состав анализируемых образцов по всем параметрам близок среднему химическому составу габбро, по Дэли. От последнего он отличается несколько меньшим содержанием глинозема и для габбро-диабазов Белорецкого месторождения повышенной величиной параметра b , выражающего относительное количество металлических атомов (кроме титана), входящих в состав феррической составной части породы, т. е. жильные габброидные породы Белорецкого месторождения характеризуются большим содержанием темноцветных компонентов, являясь более основными по составу.

Из других особенностей этих пород отметим относительно высокое содержание в них титана, присутствие ванадия и хрома. Среднее содержание (из 4 определений) составляет для титана — 0,9%, для ванадия — 0,028% и для хрома — 0,026%. Полученные цифры совпали (для титана и хрома) или даже несколько превышают (для ванадия) кларковые содержания этих элементов в основных породах, по данным А. П. Виноградова (1956).

Нижняя возрастная граница выделенного железоносного комплекса определяется возрастом вмещающих девонских толщ, верхняя — временем становления гранитов Тигерекского массива. Исходя из этих данных, габброидные породы, в соответствии со схемой развития магматизма



Рис. 3. Контакт гранита с ороговикованным габбро. Штуф керна



Рис. 4. Габбро. Структура породы — габбровая. В левой части снимка видны крупные зерна плагиоклаза, в результате начавшейся перекристаллизации частично преобразованные в агрегат мелких изометричных зерен. Прозрачный шлиф, увел. 30

Химический состав жильных габбро-диабазов Белорецкого и метаморфизованного габбро Инского месторождений

Компо- ненты	491		553		554		7		Габбро, по Дзли
	вес. %	молек. количест- во	вес. %	молек. количест- во	вес. %	молек. количест- во	вес. %	молек. количест- во	вес. %
SiO ₂	45,68	761	47,29	788	51,82	863	50,96	848	48,24
TiO ₂	2,53	31	1,25	16	1,47	19	0,75	10	0,97
Al ₂ O ₃	13,86	136	13,77	135	12,56	124	13,10	128	17,88
Fe ₂ O ₃	3,51	22	2,55	16	2,81	17	1,75	11	3,16
FeO	11,28	157	8,44	117	7,21	100	5,94	82	5,95
MnO	0,23	3	0,14	1	0,08	1	0,23	3	0,13
MgO	6,47	161	7,66	190	7,12	176	4,80	119	7,51
CaO	8,95	159	10,88	194	10,52	187	14,05	250	10,99
Na ₂ O	3,49	56	2,94	47	3,36	38	4,56	74	2,55
K ₂ O	0,12	1	0,20	2	0,14	1	0,58	6	0,89
Cr ₂ O ₃	0,029	—	0,04	—	0,046	—	0,05	—	—
V ₂ O ₅	0,075	—	0,06	—	0,045	—	0,02	—	—
P ₂ O ₅	0,33	—	0,18	—	0,20	—	—	—	—
S	0,14	—	0,02	—	1,08	—	—	—	—
П. п. п.	1,65	—	1,59	—	1,65	—	3,53	—	1,45
С у м м а	98,34		97,01		99,12		100,32		

Анализы выполнены в Центральной химической лаборатории Новосибирского геологического управления. Обр. 491, 553, 554 — габбро-диабаз Белорецкого месторождения; обр. 7 — метаморфизованная габброидная порода, Инское месторождение.

Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому

Образцы	a	c	b	s
491	8,0	5,5	31,1	55,4
553	6,9	6,0	31,1	56,0
554	5,4	5,8	28,3	60,5
7	11,4	3,4	23,8	61,3
Габбро, по Дзли	7,9	8,4	24,9	58,8

в Горном Алтае В. А. Кузнецова (1957, 1962), могут быть параллелизованы с раннегерцинскими малыми добатолизовыми интрузиями габбро-диабазов и габбро-диоритов чарышского комплекса, которые сопровождаются полями гранат-пироксеновых скарнов с оруженением: скарново-магнетитовым (верховье р. Кумы, левого притока р. Чарыш) и мышьяково-кобальтовым (Владимировское месторождение).

По мнению В. А. Кузнецова, комплекс также вполне сопоставим с близкими по возрасту тоже раннегерцинскими (визейскими) габброидными малыми интрузиями соседнего Рудного Алтая.

Субщелочные, преимущественно граносиенитовые железоносные интрузивные комплексы

Ирбинск-Краснокаменский интрузивный комплекс

Этот магматический комплекс включает ряд массивов, расположенных на западном склоне Восточного Саяна, вдоль его сопряжения с Минусинской межгорной впадиной. В генетической связи с ним находятся месторождения Краснокаменской и Ирбинской групп, Знаменка, Бурлукское, Изог и другие.

Рудоносная интрузия представлена небольшими, резко гипабиссальными телами, преимущественно сложенными щелочными граносиенитами (Ирбинский массив), в некоторых случаях нордмаркитами (массив Сидоровский Урал) и щелочными гранитами. Мелкие тела и дайки представлены альбит-порфирами и кварцевыми сиенит-порфирами. Последние широко распространены в районе Краснокаменской группы. Обычны также дайки основных пород — диабазы, диабазовые и лабрадоровые порфириты.

Детальная петрохимическая характеристика массивов Ирбинского и Сидоровский Урал, сопровождаемая многочисленными химическими анализами слагающих их пород, приведена в работе Г. В. Полякова (1958).

Горные породы этого интрузивного комплекса тесно ассоциируют с нижнедевонскими (по мнению некоторых исследователей, верхнесилурийскими) субщелочными эффузивами (трахитовые порфиры и т. п.), перемежающимися с основными и средними по составу эффузивами — диабазовыми, лабрадоровыми и андезиновыми порфиритами. По структурному положению, петрографическому составу и химизму эти эффузивы подобны эффузивам девонской вулканогенной серии окраин Минусинского межгорного прогиба (Лучицкий, 1960), представляя наиболее ранние проявления этого вулканизма.

Граносиенитовая интрузия и комагматичные ей эффузивы объединяются в один магматический комплекс (Поляков, 1958), формирование которого началось в конце силура или в начале девона в связи с заложением глубинных разломов. Последние служили путями для излияния субщелочных и основных лав. В заключительные этапы вулканической деятельности или после полного ее завершения в пределах тех же тектонических зон (разломов) формировались небольшие по размерам гипабиссальные тела граносиенитов и сиенитов.

Значительное развитие основных пород в составе эффузивов и даек комплекса, так же как и общий базальтоидный характер девонского вулканизма Минусинского межгорного прогиба, послужили для предыдущих исследователей основанием для отнесения рудоносной граносиенитовой интрузии к производным базальтовой магмы (Поляков, 1958, 1960).

Унаследованность интрузивными разностями магматического комплекса свойств исходной (базальтоидной) магмы можно усмотреть также в резко повышенном содержании титана и ванадия в аксессуарном магнетите сиенитов Ирбинского и Краснокаменского массивов (Вахрушев, 1962).

Магматический комплекс Тейского железорудного района

Район расположен на границе Кузнецкого Алатау (юго-восточные склоны) и Минусинской впадины. Здесь известны месторождения и рудопроявления: Тейское, Абагасское, Тузухсинское, Ельгентагское, Хабзасское, объединяемые в генетически единую Тейскую группу.

Изучением магматических пород этого района занимались П. И. Лебедев (1934), И. В. Дербиков (1935), В. Г. Корель (1958), Г. В. Поляков, А. Е. Телешев (1960). Перспективным в отношении железного оруденения в этом районе является девонский магматический комплекс, представленный вулканогенной толщей нижнего девона и генетически с нею связанной интрузией сиенитов (Поляков, Телешев, 1960). Сиенитовая интрузия образует многочисленные массивы щелочных сиенитов, граносиенитов и различных сиенит-порфиров. Непосредственно в пределах Тейской группы выделяются три тела: Тейское, Тузухсинское и Ельгин-Тагское. Как видно из геологической карты этого района, все они характеризуются небольшими размерами (в среднем 200×700 м) и располагаются на участках месторождений с соответствующими названиями. Тейское и Тузухсинское тела сложены граносиенитами, Ельгин-Тагское — кварцевыми щелочными сиенитами. Кроме того, на Абагасском, Хабзасском и других участках отмечаются дайки сиенит-порфиров. Все тела интрузий, как правило, приурочены к разломам и имеют вытянутые в плане формы. В пределах тех же тектонических зон локализованы скарно-рудные образования Тейской группы.

Петрохимическая характеристика рассматриваемого магматического комплекса детально освещена в работах Г. В. Полякова и А. Е. Телешева (1960) и некоторых других авторов.

Сиенитовые интрузии, аналогичные охарактеризованной выше, распространены в соседних районах. С Тейской группой сиенитовых тел параллелизуется Шор-Тайгинский габбро-сиенитовый массив, массив Улуг-Зас и другие. Все эти массивы, вместе с Тейскими, приурочены к единой региональной тектонической зоне меридионального простираения, которая тесно связана с зоной сопряжения древних кембрийских отложений Кузнецкого Алатау с молодыми девонскими толщами Минусинской впадины.

Магматический комплекс района Абаканского месторождения

Район приурочен к области стыка древних (кембрийских) структур Западного Саяна и относительно спокойно залегающих девонских отложений периферической части Минусинского межгорного прогиба.

Абазинская интрузия, с которой генетически связывается Абаканское месторождение, представлена тремя резко гипабиссальными телами кварцевых сиенитов (нордмаркитов), по Ю. А. Кузнецову (1929), или кварцевых олигоклазитов и альбититов, по данным В. Н. Довгаля (1958). В эндоконтактах в небольшом количестве известны гибридные образования — кварцевые андезиниты и кварцевые олигоклазиты с шлировой текстурой. Интрузивные тела сопровождаются дайками кварцевых олигоклазит-порфиров и диорит-порфиров.

Все три интрузивных тела обладают небольшими размерами. Наиболее крупное из них имеет всего 2,5 км в поперечнике. Залегают они среди девонских эффузивов базальтового, андезитового, андезито-дацитового состава, причем основные разности отвечают ранним, более кислые — поздним стадиям вулканической деятельности.

В целом для описываемого магматического комплекса характерны следующие особенности: 1) тесная связь интрузивных и эффузивных пород; 2) присутствие среди эффузивов основных разностей (диабазов); 3) принадлежность изверженных пород к типичному известково-щелочному ряду. Все это, наряду со сходством этого эффузивно-интрузивного комплекса с железносными девонскими комплексами других районов, по мнению В. Н. Довгаля (1958), свидетельствует о его базальтоидной природе.

В Кондомском районе проявились два интрузивных комплекса. Один из них по преобладающему типу горных пород может быть назван сиенитовым, другой — гранитным. Генетическая природа и роль в железоруденении этих двух интрузивных комплексов рассматривается в работах очень многих авторов.

П. И. Лебедев (1934) в результате петрографо-геохимических исследований районов железорудных месторождений Кузнецкого Алатау указывает генетически первичную приуроченность концентрации железа к основным интрузиям для Тейского, а затем для Ташелгинского и Северных месторождений Кондомской группы. Это мнение было поддержано Н. Г. Суминым и рядом других исследователей, причем продуктивные в отношении железоруденения сиениты рассматриваются в качестве производных базальтоидной магмы.

Вместе с тем территориальная близость железорудных месторождений Кондомской группы вообще и месторождения Шерегеша особенно к гранитам Сарлык-Мустагского плутона послужила в свое время Н. А. Батову (1935) основанием для высказываний о генетической связи этих месторождений с гранитной интрузией. Эта точка зрения в свое время получила достаточно широкое распространение и частично удерживается до сих пор (Додин, 1956, 1958₂).

Однако еще в работах А. А. Васильева (1934) отмечалось, что граниты имеют послерудный возраст и рассекают жилами как альбититы (т. е. альбитизированные разности сиенитов.— В. В.), так и вполне сформировавшиеся рудные тела. Но и граниты и альбититы А. А. Васильев, подобно Н. А. Батову, рассматривал как производные одного магматического очага.

В последующие годы было выявлено много геологических фактов, которые полностью подтверждают представление о более молодом возрасте гранитов по сравнению не только с сиенитами, но с рудами и скарнами этого месторождения. Эти факты в 1943 г. отмечены В. В. Богацким, а также нашли отражение в работах А. Г. Володина (1952), В. Г. Кореля (1953), В. А. Вахрушева (1956) и некоторых других. Таким образом, представления о генетической связи железных руд с гранитами оказались несостоятельными, и в качестве железоносного комплекса всеми исследователями принимаются горные породы сиенитовой интрузии.

Сиениты образуют мелкие тела, сформировавшиеся в близповерхностных условиях с последующим погружением и в некоторых участках высокотемпературным контактовым метаморфизмом их со стороны гранитов Сарлык-Мустагского плутона. Наибольшие размеры в плане свойственны сиенитовым массивам северной части района (Кубесский, Шалымский). В южной части района в пределах Таштагольского и особенно Кочуринского месторождений сиенитовая интрузия проявилась только в виде мелких акмолитообразных тел и серни дайковых образований. В том же направлении, в связи с изменением фациальных условий становления различных тел этой интрузии, происходят и последовательно закономерные изменения минералого-геохимических особенностей скарноворудных образований (Вахрушев, 1959_{1, 2}).

Преобладают, особенно в Кубесском и Шалымском массивах, кварцевые сиениты или граносиениты гипидиоморфнозернистой, реже порфировой структуры. При этом, как показало систематическое изучение керн на разведочных скважин, пройденных по сиенитам Шалымского массива, на сравнительно коротких по вертикали интервалах (1—3 м) наблюдаются совершенно постепенные взаимопереходы, с одной стороны, между средне- и крупно-зернистыми сиенитами, с другой,— между равномерно-зернистыми и порфировидными их разностями. Наиболее неоднородны

По составу и структуре горные породы Таштагольского массива, в котором выделяются сиениты, кварцевые сиениты, сиенит-порфиры, микро-сиениты, микросиенит-порфиры. Последние три типа сиенитовых пород наблюдаются преимущественно в виде жильных проявлений. Здесь помимо обычной гипидиоморфнозернистой структуры широко распространены трахитовые, бостонитовые и сферолитовые структуры, которые не характерны для Шалымского и Кубесского массивов.

С сиенитовыми интрузивами тесно ассоциируют гипабиссальные тела габбро-порфиров, габбро-диоритов, роговообманковых диоритовых порфиров и диабазов.

Происхождение рассматриваемых интрузивных образований и, в частности, диоритовых порфиров района Таштагол вследствие их своеобразного «эффузивовидного» облика служило предметом специальной дискуссии (Поспелов, 1955; Вахрушев, 1957, и другие). Образование роговообманковых порфиров Г. Л. Поспелов связывает с процессами замещения туфов, мергелистых пород и известняков, причем под замещением он подразумевает «не один какой-либо частный физико-химический процесс, например, метасоматоз, а всю группу физико-химических процессов (ассимиляцию, контаминацию, метасоматоз и т. д.), которые ведут к образованию изверженных тел без существенных механических изменений и перемещений различных реликтов и останцев перерабатываемых толщ» (Поспелов, 1955, стр. 346). Поскольку в рассматриваемом случае конечным результатом такого замещения явилось образование «эффузивовидных» пород порфирового облика, Г. Л. Поспелов, по аналогии с явлениями гранитизации, сиенитизации и т. п., этот процесс именует порфиритизацией.

По нашим данным, опубликованным в специальной работе (Вахрушев, 1957), породы, описанные Г. Л. Поспеловым под названием роговообманковых порфиров, должны быть отнесены к диоритовым порфиритам, образовавшимся путем магматического замещения преимущественно карбонатных пород, подобно тому, как это установлено Д. С. Коржинским (1948) для диоритовых порфиров района Турьи на Среднем Урале, с той лишь разницей, что там широко развиты прожилково-сетчатые формы инъекции, а в данном случае преобладают гнездово-блочные и желвачные и т. п. обособления порфирового материала, обусловившие в некоторых случаях внешнее сходство описываемых образований с туфобрекчиями или известковыми конгломератами с туфовым цементом. Однако такие факты, как наличие активного контакта между порфиритами и известняками, широкое развитие инъецированных известняков, равным образом как и обилие мелких реликтов последних в самих порфиритах с очень сложными формами взаимоотношения, исключают возможность отнесения этих пород к туфобрекчиям, туфоконгломератам и т. п.

Весьма характерно, что состав диоритового порфирита непосредственно приконтактной зоны или даже в сети гнездово-прожилковых обособлений среди известняка не обнаруживает заметных отличий от состава его вне приконтактной зоны, где отсутствуют включения карбонатного материала. Другими словами, диоритовые порфириты не несут признаков ни ассимиляции, ни зональности, свойственной типичным метасоматическим образованиям. Поскольку при замещении известняков порфиритовой магмой CaO не ассимилируется, естественно, мы должны допустить вынос всего CaCO_3 под воздействием магмы. На возможность широкого распространения в природе явлений магматического замещения карбонатных пород неоднократно обращал внимание исследователей Д. С. Коржинский (1948, 1952, 1955).

В заключение отметим, что появлению сиенитов в Кондомском районе предшествовало образование эффузивов, имеющих также субщелочной

состав (кератофиры и их туфы). Отмеченные выше габбиссальные тела сиенитов, габбро-порфириров и т. п. вместе с комагматичными с ними эффузивами составляют, по существу, единый железоносный эффузивно-интрузивный комплекс.

Очень близок по формационному типу к сиенитам Кондомского района габбро-сиенитовый интрузивный комплекс соседнего Темир-Тельбеского железорудного района. Этот комплекс, выделенный здесь в последнее время рядом геологов, представлен мелкими телами габбро и сиенитов в районе Казской группы, а также габбровыми и габбро-диоритовыми массивами, широко развитыми восточнее Тазской группы месторождений. С сиенитовой интрузией этого комплекса генетически связано железорудное Леспромхозное месторождение.

Гранитоидные интрузивные комплексы

Улень-Туимский интрузивный комплекс

Комплекс распространен в пределах восточных склонов Кузнецкого Алатау (Батеневский кряж). Формирование его произошло в верхнем кембрии или ордовике после завершения в данной части Кузнецкого Алатау древнекаледонской складчатости.

Улень-Туимский комплекс обладает признаками, характерными для батолитовых гранитоидных формаций, по Ю. А. Кузнецову (1961). Залегание крупных массивов этого комплекса — резко несогласное со структурами вмещающих отложений. Массивы в главной своей массе сложены однообразными порфировидными гранитами. Основные разности «пестрого» состава приурочены к краевым частям, и их образование связано с явлениями гибридизма. Основные и средние породы как продукты ранних фаз внедрения магматического состава не известны, так же, как и не характерны дайки основных пород (диабазов, габбро-диабазов и т. п.). Дайковый комплекс представлен гранит-аплитами, пегматитами, красными граносиенитами; последние приурочены к зонам эндоконтакта.

В генетической связи с этим комплексом давно известны скарновые месторождения редких металлов. С этим комплексом пространственно и, видимо, генетически ассоциирует ряд мелких скарново-магнетитовых месторождений и рудопоявлений (Самсон, Камыштинское и некоторые другие), руды которых, как будет детально освещено ниже, обладают некоторыми специфическими минералого-геохимическими особенностями, в частности, пониженным содержанием титана и ванадия в рудообразующем магнетите, кобальта и никеля — в пирите и арсенопирите, т. е. тех элементов, которые мало характерны для собственно гранитной магмы.

Граносиениты, наблюдающиеся в краевых частях массива, также несут черты геохимического сродства с гранитами. Это было отмечено нами на примере сравнительного изучения акцессорного магнетита из нормального гранита и красного граносиенита района месторождения Самсон. По составу элементов-примесей (ванадия, титана) акцессорный магнетит гранитов оказался тождественным таковому граносиенитов (см. приложение III, табл. 2) и резко отличным от магнетита горных пород, в том числе и близких по составу, но принадлежащих к другим формационным типам.

Ольховско-чибижекский интрузивный комплекс

В области сочленения Западного и Восточного Саянов известны интрузивы нижнепалеозойского возраста, объединяемые в ольховский, или, по другим авторам, в ольховско-чибижекский интрузивный комплекс. Наиболее крупным интрузивом этого комплекса является собственно Ольховско-Чибижекский плутон, обнажающийся на правобе-

режье р. Кизира и вытянутый в широтном направлении вдоль оси Чибижеской антиклинали, сложенной известняками, порфиритами и сланцами кембрия. До недавнего времени Ольховско-Чибижеская интрузия считалась типичной гранитоидной. В настоящее время работами многих исследователей установлена исключительная пестрота в составе пород этого комплекса. По А. Д. Шелковникову, И. А. Смирновой, П. И. Ролдугину и некоторым другим, формирование ольховско-чибижеского комплекса произошло в три этапа. В первый этап проявилась незначительная по размерам интрузия габбро; во второй — имело место внедрение магмы среднего состава с образованием крупных интрузивных тел диоритов, кварцевых диоритов и гранодиоритов; в третий — внедрение наиболее кислой магмы, отвечающей по составу трондьемитам и адамеллитам. А. Д. Шелковников рассматривает Ольховско-Чибижескую интрузию в связи с андезито-дацитовым вулканизмом, проявившимся в этом же районе, объединяя то и другое в один магматический комплекс. Если принять многофазность рассматриваемого комплекса и его родственность андезито-дацитовой серии вулканических пород, то он может быть отнесен, как это считает Г. В. Поляков (1962), к диорит-гранодиоритовой формации, по классификации Ю. А. Кузнецова (1961).

В 1963 г. Ш. Д. Курцерайте, Е. Я. Горбачев и другие ольховско-чибижеский комплекс расчленили на два самостоятельных, но близких по возрасту и формационной принадлежности, интрузивных комплекса: таятский и ольховский. К таятскому, несколько более раннему по времени формирования, комплексу отнесены интрузивы существенно габбро-диоритового состава с подчиненным значением плагиогранитов; к ольховскому — интрузивы существенно диорит-плагиогранитного состава с заметным содержанием гранодиоритов. По мнению этих авторов, к ольховскому интрузивному комплексу относятся породы, слагающие собственно Ольховско-Чибижеский массив, часть Кордовского массива, массивы Гуляевского и Убинского порогов и некоторые другие.

В целом к ольховско-чибижескому интрузивному комплексу тяготеет ряд мелких месторождений и рудопроявлений (Шиндинское, Ничкинское и др.), а также месторождения Тереховской группы и Мульгинское. Не исключена возможность, как это полагают В. В. Богацкий, Ш. Д. Курцерайте и другие, что эта приуроченность для ряда месторождений только пространственная, а не генетическая. Для Мульгинского месторождения это подтверждается фактами непосредственного пересечения руд и скарнов породами диорит-гранодиоритового плутона, относимого к ольховскому комплексу, по Ш. Д. Курцерайте и др. Дорудными здесь являются только дайки диабазовых и диоритовых порфириров, предположительно параллелизуемые с таятским железоносным интрузивным комплексом.

Предположение красноярских геологов о возможной генетической связи железуруднения Мульгинского месторождения с таятским габбро-диоритовым интрузивным комплексом подтверждается некоторыми геохимическими особенностями руд этого месторождения. Так, по содержанию элементов-примесей, особенно титана и ванадия, магнетиты Мульгинского месторождения оказались наиболее близкими к магнетитам Таятского месторождения и некоторых других, генетически связанных с габброидными или габбро-диоритовыми интрузивными комплексами (см. табл. 33, а также приложение I, табл. 4, 11 и др.). Пириты Мульгинского месторождения характеризуются повышенным содержанием кобальта и никеля.

Заключение о генетической связи железуруднения с таятским интрузивным комплексом имеет принципиальное значение не только для Мульгинского месторождения, но и для месторождений Тереховской группы и требует проверки и уточнения.

Г. Л. Поспелов, В. Г. Руткевич, В. Г. Демчук и другие в Тельбесском районе выделяют два железоносных магматических комплекса — тельбесский гранитоидный силуро-девонский (или нижнедевонский) и, несколько более молодой, девонский габбро-сиенитовый. Последний по формационному типу сопоставляется с железоносным магматическим комплексом Кондомского района. Здесь мы на основании литературных данных кратко охарактеризуем собственно гранитоидный тельбесский интрузивный комплекс. Тельбесский интрузивный комплекс относится к формации «пестрых» гранитоидных батолитов. Формировался он после завершения главной фазы складчатости, и его массивы располагаются в ядрах складок (или тектонических клиньев), образуя большей частью вытянутые тела, согласные со складчатыми структурами района. Интрузивные породы размещаются главным образом среди геосинклинальных эффузивно-осадочных образований кембрия, среди которых значительная роль принадлежит карбонатным породам.

В состав комплекса входят следующие основные интрузивы: тельбесский, анзайский, казский и мостокольский. Главным является собственно Тельбесский батолит длиной 100 км при ширине 10 км. Некоторые другие интрузивы рассматриваются в качестве сателлитов этого плутона.

Состав и структурные особенности горных пород этого комплекса характеризуются большой неоднородностью, особенно в местах, где интрузивы контактируют с карбонатными породами. В пределах сравнительно небольших участков состав пород изменяется от диоритов через кварцевые диориты и гранодиориты до биотитовых гранитов и от акеритов через сиенито-диориты и гранодиориты до гранитов. Среди этих разновидностей пород граниты в целом имеют подчиненное значение, приурочиваясь главным образом к осевым (ядерным) частям Тельбесского плутона. С этим интрузивным гранитоидным комплексом все исследователи генетически связывают железорудные месторождения района, за исключением Леспромхозного.

Тельбесский плутон расчленяют на два разновозрастных массива: собственно Тельбесский, гранодиоритовый, и тесно примыкающий к нему с севера гранитный массив, ассоциирующий с субвулканическими телами кварцевых порфиров. В то время, как собственно Тельбесский плутон трансгрессивно перекрывается отложениями нижнего девона, гранитный массив прорывает как нижний, так и средний девон. Этот молодой гранитный магматизм сопоставляется с гранитной интрузией гор Мустаг и Сарлык Кондомского района. Он не имеет прямого отношения к железооруденению. Тем не менее с этим магнетизмом, как нами было показано ранее на примере Кондомского района, связана своя специфическая рудная минерализация (редкометальная и полиметаллическая), которая образует самостоятельные месторождения или рудопроявления, а также нередко накладывается и на скарново-магнетитовые месторождения. В целом молодые гранитные интрузивы Кондомского и Тельбесского районов как по времени их становления, так и по общей петрохимической и металлогенической характеристике вполне могут быть параллелизованы с герцинскими гранитными интрузивами Горного Алтая. Такое мнение высказывалось уже неоднократно (Пинус, 1958; Вахрушев, 1959, и другие).

В целом железоносные интрузивные комплексы Алтае-Саянской складчатой области достаточно разнообразны по своему составу и генетической природе. Они могут быть отнесены к различным формациям (по классификации Ю. А. Кузнецова): габбро-диорит-гранодиоритовой, габбро-монцит-сиенитовой, габбро-диорит-диабазовой и гранитоидных батолитов «пестрого» состава.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ ГРУПП МЕСТОРОЖДЕНИЙ

МЕСТОРОЖДЕНИЯ, АССОЦИИРУЮЩИЕ С ГАББРОИДНЫМИ ИНТРУЗИВНЫМИ КОМПЛЕКСАМИ

Анзасская группа

Анзасская группа расположена в Таштыпском районе Хакасской автономной области в пределах южных отрогов хребта Шаман (Западный Саян). В эту группу входит ряд месторождений и участков: Анзасское, Шамансук, Тарташское, Тараскырское и некоторые другие мелкие рудопоявления.

По данным Г. Г. Семенова, П. С. Антонова, В. В. Богацкого и других исследователей, в геологическом строении района принимают участие породы протерозойских (джебашская свита) и кембрийских метаморфических толщ и интрузивные образования, локализующиеся внутри мощ-

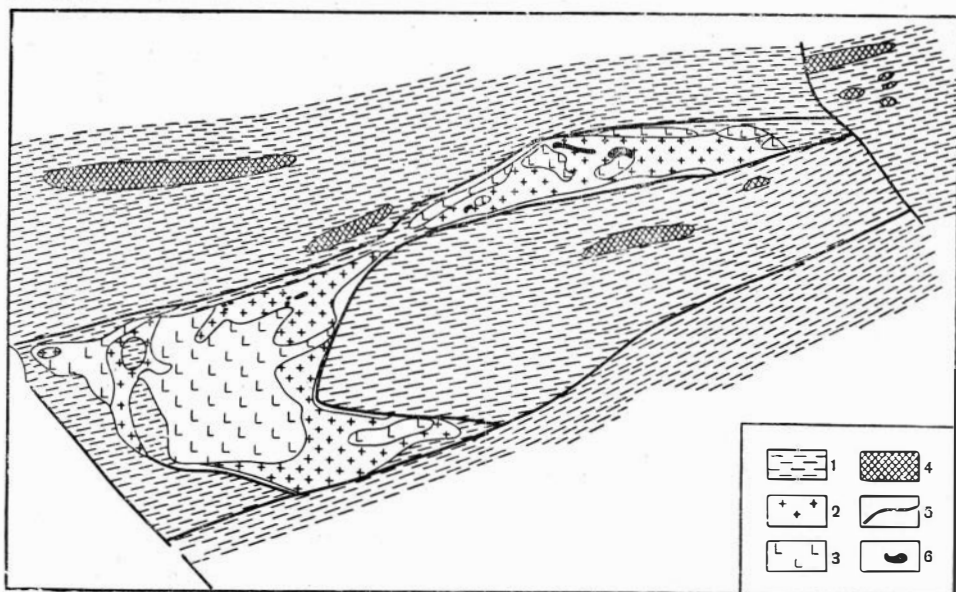


Рис. 5. Схематическая геологическая карта Анзасской рудной зоны (по Г. В. Полякову и А. Е. Телешеву, 1960)

1 — метаморфический комплекс; 2 — альбититы и альбитит-порфиры; 3 — габбро; 4 — древние интрузивы основных и ультраосновных пород; 5 — дизъюнктивные нарушения; 6 — рудные тела

ной (местами до 10 км шириной) тектонической зоны, представленной системой крутопадающих кулисообразно сопряженных дизъюнктивных нарушений северо-восточного направления. Эта зона, получившая название Анзасской (Шаманской) тектонической зоны, связана с Северо-Саянским глубинным разломом, отчленяющим протерозойские отложения Джебашского горста от подходящих к нему с севера кембрийских образований. Дополнительные нарушения пересекают Анзасскую зону в северо-западном и субмеридиональном направлениях, обусловив тем самым блоковую структуру этой зоны. К этой структурно-тектонической зоне приурочены линейно-вытянутые тела габбровой интрузии и генетически связанные с последней железорудные месторождения района (рис. 5). Крупнейшим из них является Анзасское месторождение, на характеристике которого мы остановимся.

Анзасское месторождение

Это месторождение открыто в 1955 г. Наиболее подробные сведения о его геологическом строении и генезисе содержатся в работах В. В. Богацкого и Ш. Д. Курцерайте (1960, 1961) и Л. И. Каныгина (1961).

История формирования, морфология рудных тел и ряд других черт Анзасского месторождения во многом определены расположением его в пределах тектонически ослабленной зоны длительного существования (от кембрия до девона), с многократным проявлением подвижек, сопровождавшихся дроблением вмещающих пород. Вдоль этой зоны произошло внедрение основной магмы, за счет которой сформировались акмолитообразные тела габбро, с последующим проявлением метасоматических процессов, приведших в конечном счете к образованию рудных залежей.

Связь рудных тел с дизъюнктивными нарушениями отчетливо проявилась в линейном характере их размещения. Магнетитовые тела в пределах рудного поля сгруппированы в сопряженные кулисообразно и план-параллельно ориентированные три рудные зоны. Наиболее крупная из них, Центральная, включает Первое Восточное тело с 80% выявленных запасов руд.

Предрудные метасоматиты представлены альбитовыми и скаполитовыми породами. Альбитовые породы чрезвычайно широко распространены как на самом месторождении, так и во всей Анзасской тектонической зоне, слагая обширные полосы или линзы, вытянутые по простиранию. Они нередко почти нацело сложены альбитом, отличаясь, однако, непостоянством структурных особенностей. Широко развиты порфировидные альбитовые породы (микроальбит-порфиры), меньше — средние и крупнозернистые альбитовые породы. При этом обычно фиксируются взаимопереходы между габбро и крупнолистоватыми разновидностями альбититов, что указывает на метасоматическую природу последних. Допускается также, что часть альбититов образовалась и за счет метасоматического преобразования пород осадочно-метаморфической толщи (Д. И. Павлов, 1962₁).

Одной из особенностей формирования Анзасского месторождения является чрезвычайно широкое проявление процессов скаполитизации. В пространственном распределении альбитовых и скаполитовых метасоматитов, как это частично видно из приведенного разреза (рис. 6), В. В. Богацкий и Ш. Д. Курцерайте (1960, 1961) усматривают элементы зональности. По их данным, для более глубоких, чем оруденение, горизонтов интрузивов характерна площадная скаполитизация, в то время как поля метасоматической альбитизации непосредственно сопровождают рудные тела.

Подавляющая масса скаполита, несомненно, образуется в предрудный этап минерализации путем замещения плагиоклаза пород интрузивного комплекса. При этом выделяются две минеральные ассоциации: скаполит-амфиболовая, развивающаяся по плагиоклазу габброидных пород, и несколько более поздняя — скаполит-биотитовая, тяготеющая к зонам дробления в предварительно альбитизированных интрузивных породах.

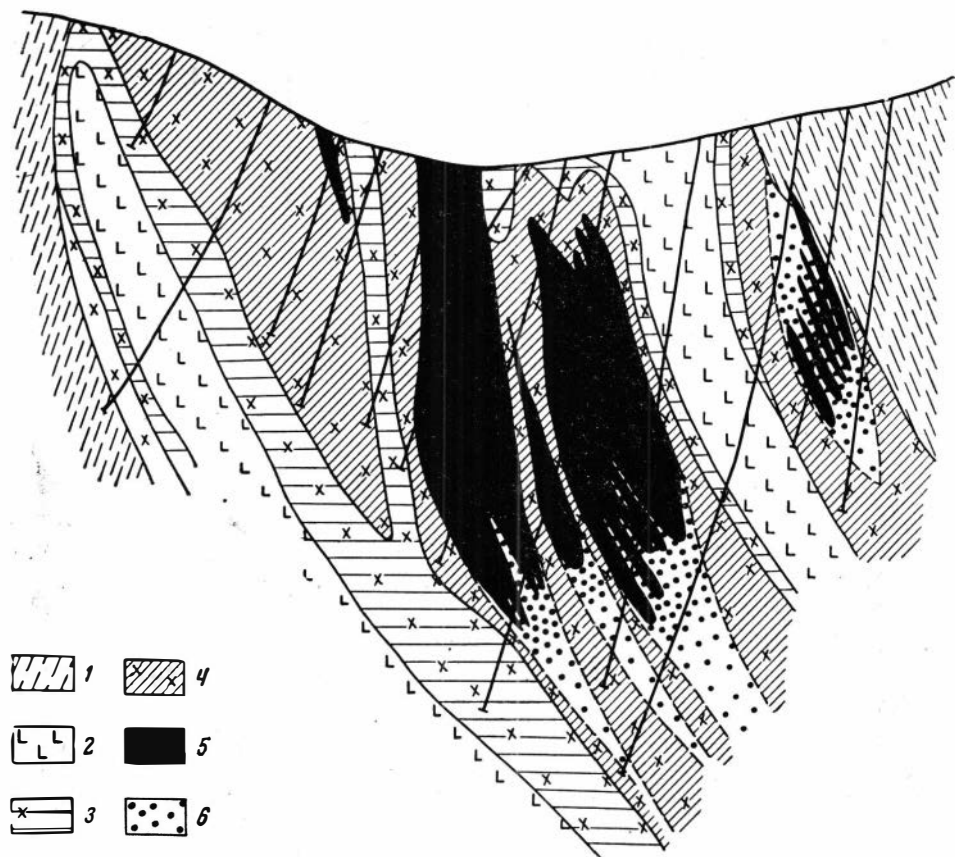


Рис. 6. Схематический геологический разрез Анзасского месторождения (по Ш. Д. Курцерайте, М. М. Макееву и В. П. Курганькову, 1961)

1 — сланцы первично глинисто-кремнистого состава, не измененные метасоматическими процессами; 2 — неизмененное габбро; 3 — зоны интенсивной скаполитизации габбро; 4 — зоны интенсивной альбитизации габбро; 5 — магнетитовые руды; 6 — породы с вкрапленностью магнетита

Для магнетитовых руд месторождения наиболее типичны брекчиевые пятнистые и прожилково-вкрапленные текстуры. Богатые железом массивные руды практически не встречаются, также не характерны и руды полосчатой текстуры.

Брекчиевые текстуры в рудах двоякого рода.

1. Текстуры, возникшие за счет цементации магнетитом обломков интрузивных пород, обычно предварительно скаполитизированных и альбитизированных. Цементация обломков сопровождается интенсивным их замещением, причем мелкие обломки пород исчезают полностью, острые углы более крупных обломков сглаживаются, и руда приобретает обычный пятнистый облик (рис. 7).

2. Брекчиевые и различного типа жильные текстуры, обусловленные проявлением пострудных нарушений. В виде обломков присутствует

магнетитовая руда, в цементе — кальцит, анкерит и некоторые другие минералы поздних стадий гидротермальной деятельности (рис. 8). В этом случае отложение новообразований в зонах дробления или в отдельных трещинах и полостях не сопровождается явлениями метасоматоза вмещающих пород и обломков.

Из других минералого-геохимических особенностей месторождения заслуживают внимания следующие: 1) присутствие в заметных количествах хлора не только в скаполите, но и в ряде других минералов околорудных измененных пород (амфиболах, биотите и других); 2) простой



Рис. 7. Брекчиевая текстура магнетитовой руды Анзасского месторождения. Магнетит (черное) цементируется и интенсивно замещает обломки интрузивной породы (светлое). Штуф керна

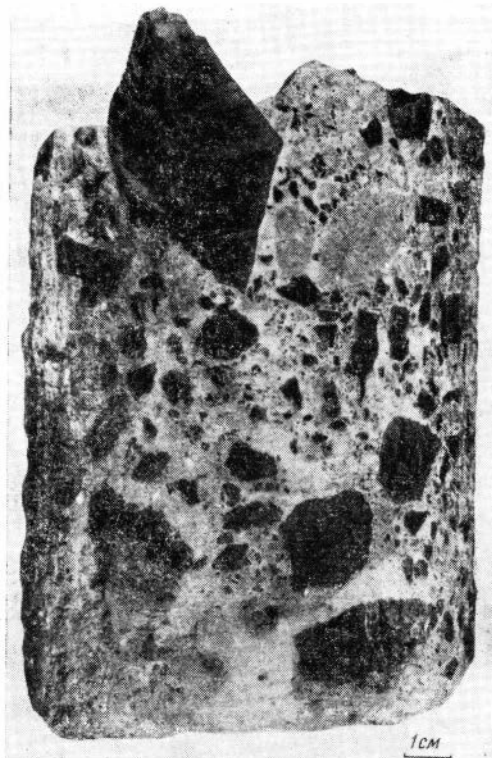


Рис. 8. Брекчиевая текстура магнетитовой руды Анзасского месторождения. Угловатые обломки магнетита (черное) цементируются кварц-карбонатной массой (светлое). Штуф керна

в отношении сульфидной минерализации состав руд, из сульфидных минералов в месторождении известны только пирит, халькопирит и пирротин; 3) пирит и пирротин характеризуются повышенной концентрацией кобальта и никеля.

Тарташское месторождение

Расположено в вершине р. Тарташ на продолжении той же тектонической зоны, в пределах которой находится Анзасское месторождение. Тарташское месторождение приурочено к акмолитоподобному массиву габброидов. Его общий структурный план также определяется сочленением двух систем дизъюнктивных нарушений субширотного и субмеридионального направлений. Однако если рудные тела Анзасского ме-

сторождения расположены в пределах апикальных частей габброидного комплекса, то оруденение Тарташского месторождения приурочено к внутренним частям интрузива. Это связано с тем, что Тарташский массив в ходе формирования тектонической зоны в целом по системе разломов был приподнят выше по сравнению с соседними тектоническими блоками и к настоящему времени наиболее глубоко срезан эрозионными процессами. По мнению В. В. Богацкого и М. М. Макеева (1961),

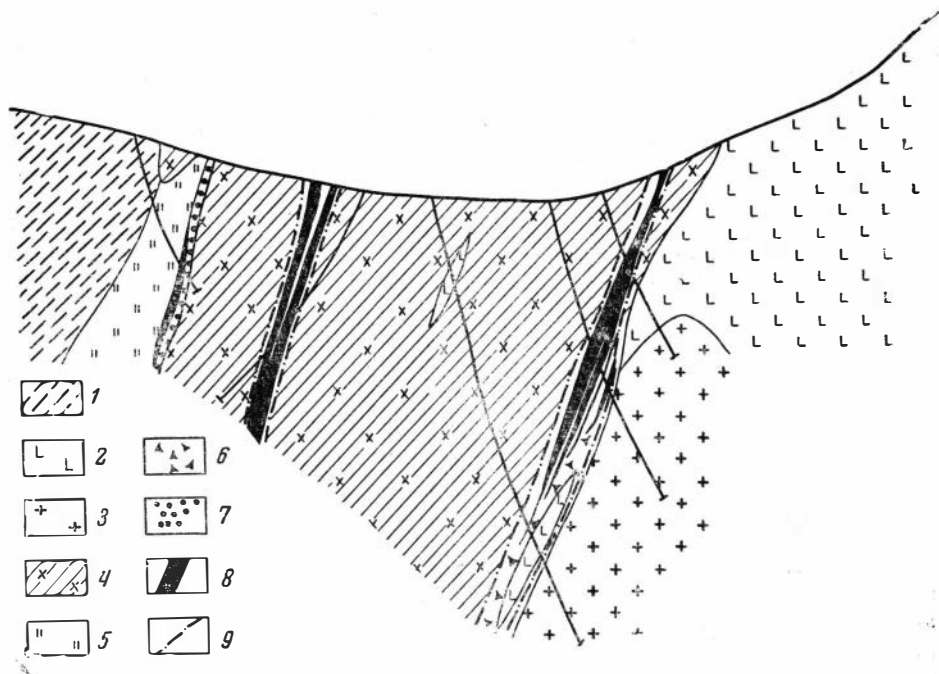


Рис. 9. Схематический геологический разрез месторождения Тарташ (по Ш. Д. Курцерайте и др., 1961)

1 — сланцы с прослоями известняков; 2 — габбро; 3 — натровые сиениты и сиенит-порфиры; 4 — альбититы (альбитизированные породы); 5 — скаполит-амфиболовые породы; 6 — эпидот-скаполит кальцитовые породы; 7 — альбититы с вкрапленностью магнетита; 8 — магнетитовые руды; 9 — зоны дорудного дробления

этим же обстоятельством объясняются незначительные размеры магнетитовых тел, представляющих собою лишь «корневые» части рудных залежей, располагающихся преимущественно среди скаполитовых и скаполит-амфиболовых метасоматитов (рис. 9).

Хайлеольское месторождение

Расположено в южной части восточного склона Кузнецкого Алатау, в пределах восточных отрогов горы М. Культайга. Здесь рудоносная интрузия представлена мелкими телами и дайками порфировидного габбро, габбро-диабазов и диабазов, вытянутых в субмеридиональном направлении соответственно простиранию Балыксинской зоны разлома.

Линзы магнетитовых руд, развивающиеся в интрузиве и подчиненные в общем структуре последнего, обособляются отдельными группами, образуя два разобщенных участка — северный и южный.

Для околорудных метасоматитов характерно широкое развитие скаполита (Индукаев, 1962). Из рудных минералов помимо магнетита

известны пирит, пирротин, халькопирит, линнеит и шмальтин-хлоанит. Характерно повышенное содержание титана и ванадия в рудообразующем магнетите, кобальта и никеля — в пирите.

Изых-Гольское месторождение

Расположено на юго-восточных отрогах Кузнецкого Алатау (Хакасия) в 10 км от ст. Балыкса Южно-Сибирской ж. д. По С. М. Николаеву (1961), рудное поле месторождения сложено эффузивно-осадочной толщей неясного возраста и карбонатными породами низов тузуксинской свиты ($Ст_2$). Эффузивно-осадочная толща прорывается дайками диабазов и габбро-диабазов, которые подвергаются дроблению и метасоматической пироксенизации. После дополнительного брекчирования на существенно пироксеновые породы накладывается магнетитовое оруденение с образованием серии сближенных линзообразных тел с общей протяженностью рудной зоны 1,5 км при ширине от 0,5 до 70 м и глубине до 300—350 м.

Минералого-геохимические особенности руд (высокое содержание титана и ванадия в магнетите, присутствие кобальтоносного пирита и некоторые другие) аналогичны таковым Хайлеольского и других месторождений, генетически связанных с габброидным интрузивным комплексом.

Табрат-Таятская группа

Месторождения и рудопроявления Табрат-Таятской группы расположены в юго-западной части Восточных Саян в пределах Казыр-Кизирского междуречья. Здесь в последнее время работами Красноярского геологического управления выявлены следующие месторождения и рудопроявления: Таятское, Табратское, Петропавловское, Хабалык, Большое Покровское. Все они ассоциируют с пестрым по составу интрузивным комплексом, в котором, однако, преобладают основные разности (габбро, габбро-диориты, диабазы и т. п.). Наиболее разведанным месторождением этой группы является Таятское.

Таятское месторождение

По данным В. В. Богацкого (1962), Д. В. Калинина (1962) и некоторых других, в строении Таятского месторождения принимают участие осадочно-вулканогенные отложения осиновской свиты ($Ст_{1-2}$), перекрытой основными эффузивами кизырской свиты ($Ст_{2-3}$). Установлены две рудоносные зоны субмеридионального простирания — северная и южная. К последней приурочена наиболее крупная залежь магнетитовых руд протяженностью 400 м и мощностью 30—75 м, которая сопровождается рядом нескрытых рудных тел.

Магнетитовое оруденение локализовано в зоне дробления, рассекающей габбро-диориты и вмещающие их осадочно-эффузивные породы. На месторождении отсутствует собственно скарновая ассоциация минералов (гранат, пироксен). Изменение вмещающих пород, в том числе и интрузивных разностей, характеризуется альбитизацией и наклаждающейся на нее скаполитизацией. Эти процессы в основном и определяют минералогический облик околорудных пород месторождения.

Широко распространен амфибол, который некоторыми авторами рассматривается как сорудный минерал. Амфибол развивается в промежутках между агрегатами магнетита и одновременно рассекает последнее по сети трещин с образованием мономинеральных прожилков или

прожилков совместно с пиритом, что указывает на более позднее отложение его по сравнению с рудообразующим магнетитом.

Из других минералогических особенностей месторождения заслуживают внимания следующие: обогащенность руд и околорудных метасоматитов апатитом дорудного и рудного этапа минералообразования; повышенные содержания титана в рудообразующем магнетите (приложение I, табл. 4); простой в отношении сульфидной минерализации состав магнетитовых руд (пирит, пирротин, халькопирит, пентландит).

В районе Таятского месторождения Д. В. Калинин, Л. И. Каныгин и Б. С. Удут (1962) описаны своеобразные апатит-диопсидовые жилы с магнетитом, которые, по их мнению, генетически связаны с самыми поздними фазами становления рудоносного интрузивного комплекса. Эти жилы мощностью до 0,5 м контролируются субширотными зонами дробления, накладывающимися на руды и метасоматические породы собственно Таятского месторождения.

Табратское месторождение

По мнению тех же авторов оруденение этого месторождения, расположенного в 15 км к запад-юго-западу от Таятского месторождения и приуроченного к контактовой зоне Табратского диорит-гранодиоритового массива, целиком связано с аналогичными апатит-пироксеновыми жилами.

Ампалыкское месторождение

Ампалыкское месторождение находится в 40 км к юго-западу от ст. Барзас Томской ж. д. Оно расположено на погребенном северном склоне Кузнецкого Алатау, на его переходе в Чулымо-Енисейскую впадину. Открыто в 1953 г. при магнитной съемке района под чехлом мезокайнозойских отложений мощностью 140—250 м. Описание месторождения содержится в работах П. Е. Мертвцова (1958), Е. П. Черепановой, Н. И. Емельяненко и А. Д. Нестерко (1960) и других авторов.

Магнетитовое оруденение приурочено к зоне контакта эффузивно-осадочных образований синия и среднего кембрия с интрузивными породами преимущественно основного состава (габбро-диориты, габбро, сиенито-диориты и т. п.), которые, как уже указывалось выше, некоторыми исследователями отнесены к первой фазе становления Ольгинско-Ампалыкского гранитоидного массива. Нами предрудный собственно железоносный габброидный интрузивный комплекс выделяется в качестве самостоятельного (домартайгинского).

Рудовмещающая эффузивно-осадочная толща сложена известняками, плагиоклазовыми и пироксен-плагиоклазовыми порфиритами, диабазами и диабазовыми порфиритами и различного рода рогамиками. Скарново-рудная зона, эффузивно-осадочная толща и отмеченные выше разности интрузивных пород среднего и основного состава, в том числе и дайковый комплекс (диабазовые порфириты, габбро-порфириты, одиниты и другие), на глубине 500—700 м от поверхности резко срезаются щелочными гранитами, относительно однородными по составу и не измененными процессами метаморфизма. Становление послерудной гранитной интрузии сопровождалось серией жильных проявлений (кварцевых порфиоров, гранит-аплитов и т. п.), которые рассекают скарново-магнетитовые тела.

Простираение рудных залежей субмеридиональное, падение крутое, на северо-восток (75—80°). Большинство рудных тел с периферии окружено скарнами пироксенового и гранат-пироксенового состава. Мономинеральные гранатовые скарны распространены мало. Встречается

скаполит, который образуется в результате замещения плагиоклаза пород предрудного интрузива (габбро-диоритов и других). Максимальная скаполитизация приурочена к ослабленным (трещинным) зонам внутри последнего.

Руды магнетитовые и сульфидно-магнетитовые. Основными текстурами руд являются массивные, неравномерновкрапленные и брекчиевые. В рудах брекчиевой текстуры цементом является магнетит, а обломки

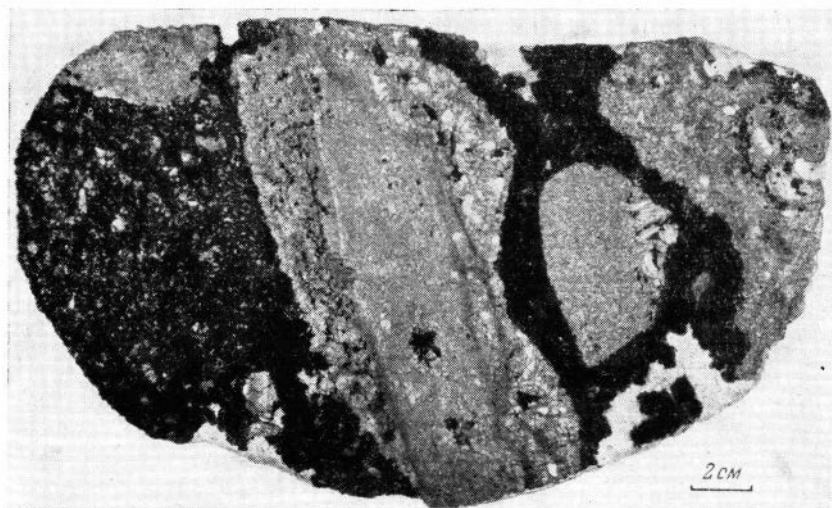


Рис. 10. Брекчиевая текстура руды Ампалькского месторождения. Магнетит (черное) цементирует и одновременно замещает обломки пироксенового скарна (серое).

представлены скарнами и ороговикованными породами (рис. 10). Широкое распространение брекчиевых текстур свидетельствует о проявлении тектонических подвижек, предшествовавших массовому отложению магнетита. Если вкрапленные, прожилковые и брекчиевые руды преимущественно возникли за счет пироксеновых эндоскарнов, скарнированных алюмосиликатных пород, в том числе и интрузивных разностей (обычно предварительно скаполитизированных), то богатые железом массивные руды, вероятнее всего, образовались по карбонатным породам, о чем свидетельствуют реликты известняков, известковых сланцев и т. п., кое-где сохранившихся среди скарнов и магнетитовых руд.

Из сульфидных минералов наиболее распространены пирит, пирротин и отчасти халькопирит. Локально среди скарнов и ороговикованных пород встречается густая вкрапленность арсенопирита и леллингита. В рудах и околорудных породах месторождения локально развита полиметаллическая и редкометальная минерализация, представленная галенитом, сфалеритом, молибденитом, висмутином, алтаитом, самородным висмутом, самородным золотом и т. д. В районе давно известны и самостоятельные рудопроявления редкометальной сульфидной и кварцево-золоторудной минерализации, генетически связанной с внедрением жильных дериватов собственно гранитной интрузии.

Таким образом, скарново-рудные залежи месторождения располагаются среди вулканогенно-осадочной толщи в непосредственном контакте с интрузивом средних и основных пород. Магнетитовые руды, скарны, вмещающие их вулканогенно-осадочные породы, так же как и породы предрудной интрузии, испытали метаморфизирующее воздействие со стороны гранитной интрузии. Это воздействие выразилось в орого-

виковании всех отмеченных выше типов пород, в том числе и скарнов, с последующим наложением процессов амфиболизации, биотитизации и частично окварцевания. Гидротермальной деятельностью, генетически связанной со становлением послескарново-железорудной гранитной интрузии, обусловлено и появление местами редкометальной и полиметаллической минерализации в рудах этого месторождения.

Инское месторождение

Геологическое строение и генезис Инского месторождения в общих чертах освещается в серии работ, в том числе А. С. Калугина (1959), М. И. Селиверстовой (1959), М. И. Селиверстовой, А. М. Комарова и Ю. А. Спейт (1960), В. А. Вахрушева и Н. В. Соболева (1961).

Инское месторождение большинство геологов относит к контактово-метасоматическому типу, при этом в качестве материанской по отношению к железоруденению интрузии одни исследователи (Поспелов, 1957, 1958; Селиверстова и др., 1959, 1960; Ковалев, 1962) принимают Тигерекский гранитный плутон, другие (Вахрушев, Соболев, 1961; Кузнецов, 1963) — добатолитовую интрузию габброидных пород. Доказательства в пользу последнего мнения частично были уже приведены выше. Некоторые исследователи допускают возможность и первично осадочно-эффузивного происхождения рудных залежей этого месторождения.

Месторождение расположено в Чарышском районе Алтайского края. Район месторождения находится в экзоконтактовом ореоле Тигерекского гранитного массива на границе Чарышско-Терехтинского выступа с Инским синклинорием в пределах зоны глубинного разлома, разделяющего эти структуры. В основании разреза залегают ордовикские и силурийские отложения, которые перекрываются эффузивами, осадочными и туфогенными породами среднего девона. Все известные в настоящее время скарново-рудные тела и приурочены к полям развития среднедевонских эффузивно-осадочных пород, образующих антиклинальную складку. В пределах месторождения она имеет северо-восточное простирание и осложнена дополнительной складчатостью и разрывами.

Из интрузивных пород в пределах месторождения известны граниты и связанные с ними гибридные образования, плагиограниты, а также мелкие тела и дайки габбро, габбро-диабазов и т. п. Габброидные породы, с которыми пространственно и генетически тесно ассоциируют магнетитовые тела, нередко скарнированы.

Граниты Тигерекского плутона и их гибридные разности явно секут не только габброидные породы, но и скарново-магнетитовые образования, что отмечалось уже выше. Два примера пересечений магнетитовых руд гибридными диоритами показаны на рис. 11 и 12. Контакты гибридных диоритов с рудами и скарнами всегда резкие. Обычны апофизы из того же диоритового материала во вмещающие породы. В том случае, когда внедрение диоритового материала произошло по серии взаимно пересекающих трещин, скарны и магнетитовые руды приобрели типичную брекчиевую текстуру. Такие руды встречены, например, в керне скв. 101, в интервале глубин 190—222 м. Факты пересечения гибридными диоритами магнетитовых руд и скарнов давно уже известны геологам и нашли свое отражение в первичной геологической документации. В пределах Юго-Западного участка магнетитовые руды секутся уже типичными для Тигерекского массива крупнозернистыми порфировидными разностями гранитов.

Строение скарново-рудной зоны сложное. Обычна частая перемежаемость магнетитовых руд, рудных и безрудных скарнов и различного рода роговиков. Среди скарнов выделяются гранатовые, пироксеновые и гранат-пироксеновые разности. Локально и в незначительном количестве

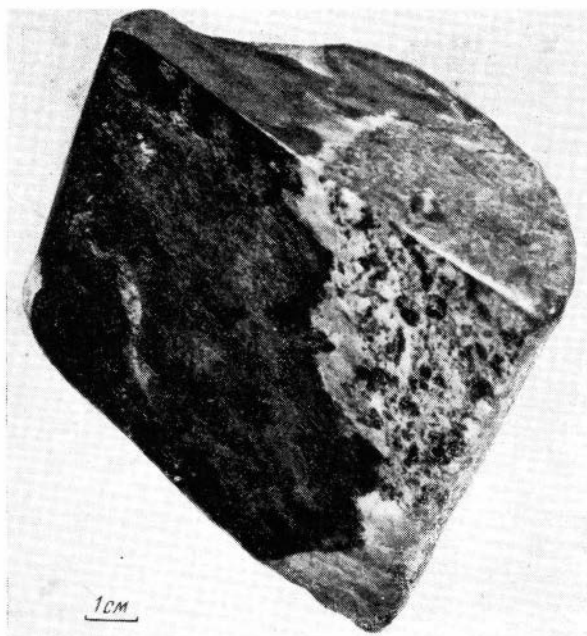


Рис. 11. Контакт гибридного диорита (светлое) с магнетитовой рудой (черное). Контактная линия извилистая, но резкая. Диорит обогащен магнетитом. Штуф керна

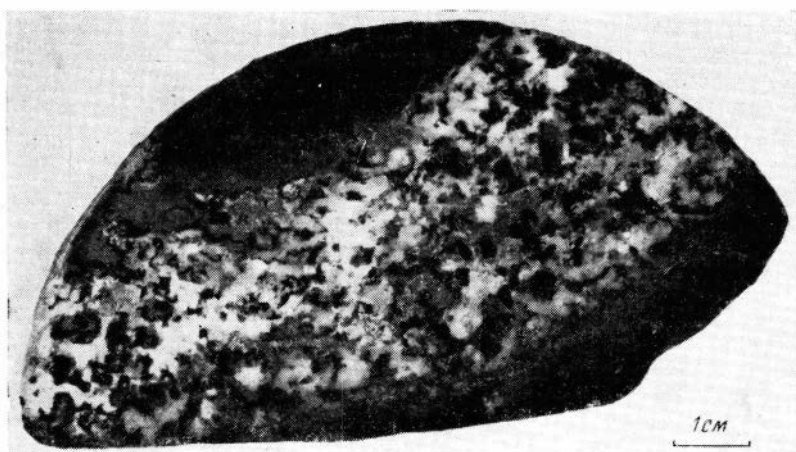


Рис. 12. Штуф магнетитовой руды с секущим прожилком гибридной породы состава диорита

встречаются скопления людвигита. По скарнам в широких масштабах развиваются эпидот, амфибол, биотит и другие апоскарновые минералы. Плаггиоклаз основных пород во многих случаях замещен скаполитом. Последний встречается и в форме прожилковидных выделений среди скарнированных габброидных пород.

Форма рудных тел более сложная, чем в Белорецком месторождении. Магнетитовые тела в геологических разрезах рисуются в одних случаях как неправильные линзы, штоки и другие формы тела, в других — как сложно-складчатые пласты с извилистыми расщепляющимися контурами в виде брахисинклинальных складок. Необходимо заметить, что строение рудного поля во многих деталях неясно, и при его дальнейшем изучении возможны существенные уточнения морфологии рудных тел и закономерностей пространственного распределения их относительно контактов интрузивов, особенно предрудных интрузивов габброидного состава, которые непосредственно в пределах участка месторождения выявлены в самое последнее время (Вахрушев и Соболев, 1961).

Здесь более разнообразен, чем в Белорецком месторождении, состав минералов, в том числе и рудных. Помимо магнетита в первичных рудах этого месторождения установлены следующие минералы (примерно в порядке распространенности): пирит, пирротин, халькопирит, арсенопирит, сфалерит, галенит, молибденит, ильменит, валлериит, кобальтин, висмутин, самородный висмут и некоторые другие. Кроме того, магнетитовые руды Инского месторождения заметно отличаются от таковых Белорецкого месторождения по содержанию ряда элементов-примесей (титана, ванадия и других).

Руды и скарны участками интенсивно окварцованы. Кварцевые жилы часто сопровождаются обильной турмалиновой минерализацией.

В целом выявившиеся отличия в составе скарново-рудных образований Инского месторождения в сравнении с Белорецким обусловлены следующими двумя основными факторами:

1. Различной геологической позицией этих месторождений по отношению к материнской интрузии. Рудные залежи Инского месторождения расположены в контакте с телами габброидных пород, которые скарнируются и замещаются магнетитом; рудные залежи Белорецкого месторождения целиком находятся в породах кровли и, несомненно, удалены от источника оруденения значительно дальше, чем таковые Инского месторождения.

2. Различной интенсивностью наложенных со стороны послескарново-рудных гранитов различного рода метаморфических процессов, в том числе и явлений термометаморфизма.

Необходимо отметить, что проблема послерудного термометаморфизма скарново-магнетитовых образований до самого последнего времени не привлекала к себе должного внимания со стороны исследователей. Совершенно очевидно, что выявление и правильная расшифровка признаков контактового воздействия на руды и скарны нередко приобретают принципиальное значение для решения ряда геологических вопросов. Примером этому прежде всего и могут служить Инское и Белорецкое железорудные месторождения, установление наложенного контактового метаморфизма в которых наряду с другими геологическими фактами позволило по-иному решить вопрос о генетических связях магнетитового оруденения с интрузиями.

В связи с этим кратко рассмотрим некоторые признаки термометаморфизма, выявленные нами при изучении скарнов и руд Инского месторождения. К таким признакам отнесены явления перекристаллизации скарновых минералов (особенно пироксена) с образованием гранобластовых, или, точнее, гетеробластовых структур. На рис. 13 приведен один из многих примеров перекристаллизации скарновых минералов

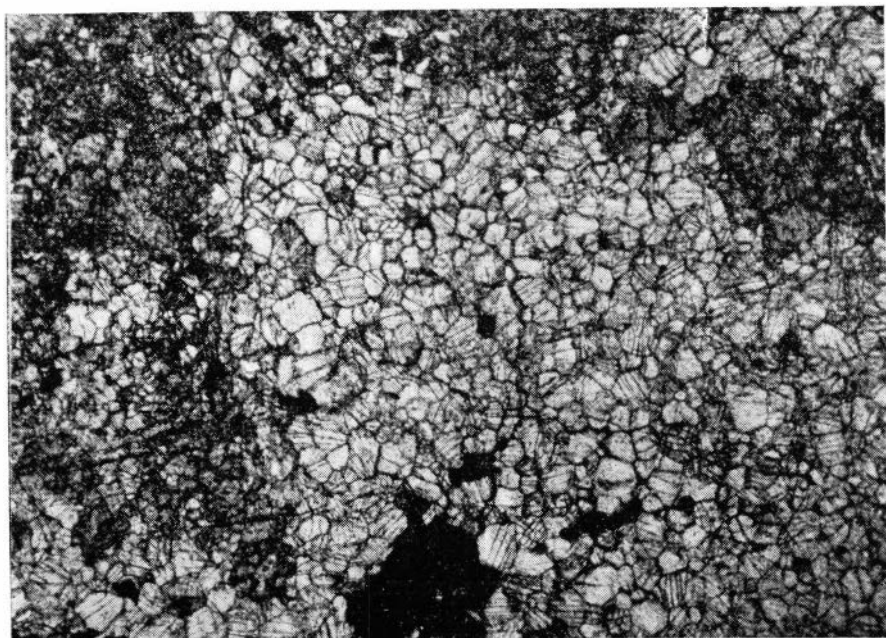


Рис. 13. Перекристаллизованный гранат-пироксеновый скарн. В центре хорошо видна гранобластовая структура пироксенового агрегата. Черное — магнетит, серое — гранат. Прозрачный шлиф, ник. параллельны, увел. 45

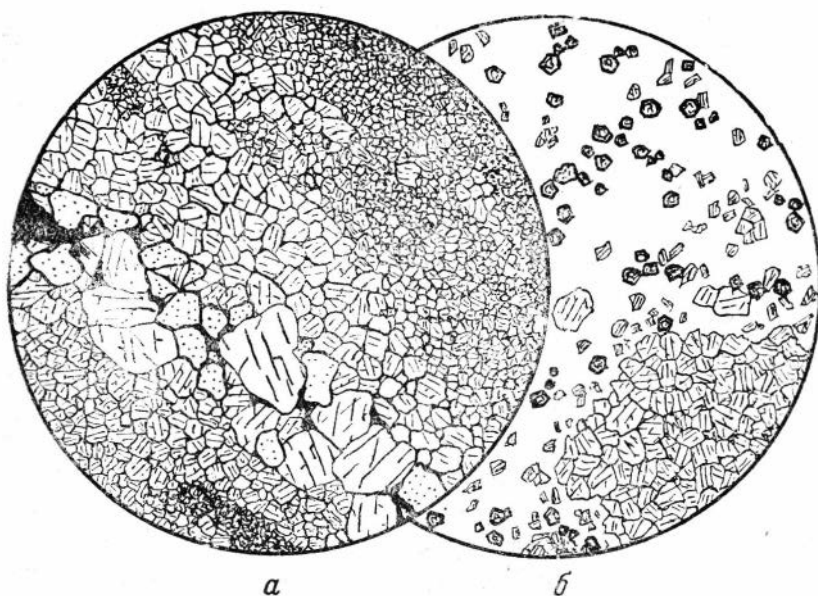


Рис. 14. Перекристаллизация скарнов под влиянием термометаморфизма
 а — гранобластовая структура перекристаллизованного скарна, прозрачный шлиф, увел. 30; б — новообразования мелких идиоморфных кристалликов граната, внизу — агрегат мелких зерен пироксена. Прозрачный шлиф, увел. 30

Инского месторождения с образованием гипичной гранобластовой структуры. Пироксен также образует друзовидные агрегаты (рис. 14, а). К участкам интенсивной перекристаллизации пироксена приурочены новообразования граната в виде изометричных, кристаллографически правильных кристаллов размером 0,01—0,1 мм и мельче (фиг. 14, б). Зерна же неперекристаллизованного граната имеют размеры от нескольких миллиметров до 1 см и более. Встречаются также новообразования граната в виде недоразвитых кристаллов и кристаллов с включениями вмещающих минералов (пироксена, плагиоклаза).

О том, что эти образования граната и агрегатов пироксена гранобластовой структуры есть результат перекристаллизации гранат-пироксеновых скарнов, свидетельствуют постепенные переходы между обычными скарнами и их перекристаллизованными разностями.

Следует отметить, что перекристаллизация граната происходит значительно труднее, чем пироксена. Вместе с тем новообразования граната вследствие высокой кристаллизационной способности постоянно обладают резко выраженным идиоморфизмом.

Явления перекристаллизации скарновых минералов (пироксена, граната) представляют собой важный критерий для определения метаморфизма. Полная перекристаллизация пироксеновых агрегатов свидетельствует о высокотемпературных условиях метаморфизма (выше 700°), так как при более низких температурах пироксены неустойчивы, и вместо них при прочих равных условиях образовались бы амфиболы.

Значительно труднее выявить признаки термометаморфизма в собственно магнетитовых агрегатах. Тем не менее удалось установить признаки, свидетельствующие о перекристаллизации магнетита. Перекристаллизация магнетита имеет место только в тех случаях, когда руды непосредственно контактируют с рвущими их тигерекскими гранитами. Здесь в магнетитовых рудах наряду с основной тонкозернистой массой обычной аллотриоморфнозернистой структуры появляются правильные изометричные кристаллы магнетита (рис. 15). Размер последних достигает 5—10 мм, при средней величине зерен магнетита основной массы 0,03—0,04 мм. Выделения крупных кристаллов магнетита представляют собой порфиروбласты, обособившиеся в процессе перекристаллизации тонкозернистых агрегатов магнетита. По мере приближения к контакту с гранитами количество порфиробласт магнетита постепенно возрастает, а в приконтактной полосе шириной до 2—5 м магнетитовые руды почти нацело перекристаллизованы.

Было проведено определение с помощью химического анализа ряда элементов-примесей в мономинеральных пробах магнетита Инского месторождения. В магнетите их содержание (в %) было в среднем следующим (цифра в скобках означает число определений):

	TiO ₂	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃
Магнетиты из неперекристаллизованных руд . .	0,35 (8)	0,024 (4)	0,015 (5)
Магнетиты из перекристаллизованных руд . . .	0,26 (2)	0,007 (2)	0,002 (2)

Таким образом, при перекристаллизации магнетита происходит изменение химического состава в сторону некоторого уменьшения содержания в минерале элементов-примесей, а именно, титана, ванадия и хрома.

В связи с этим заслуживает внимания преимущественная приуроченность редких выделений ильменита к рудам Юго-Западного участка месторождения, непосредственно граничащего с массивом тигерекских

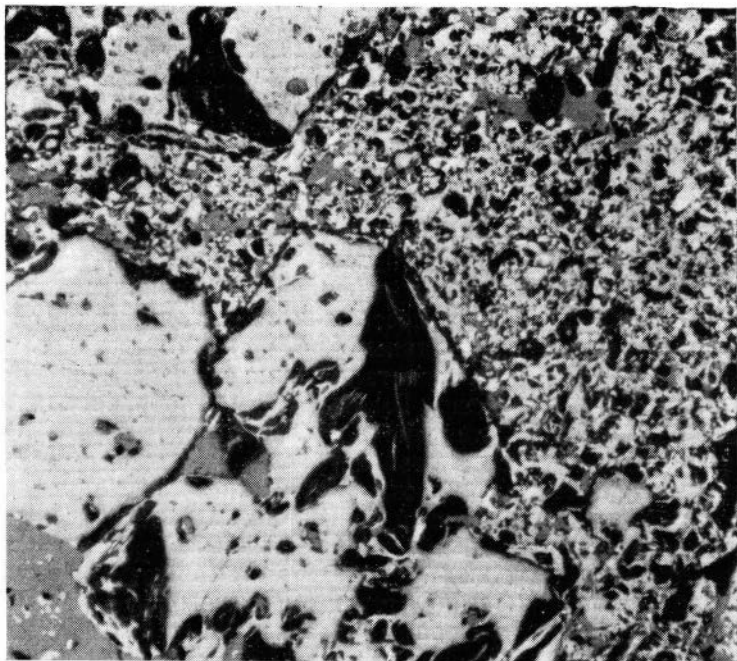


Рис. 15. Порфиробласты магнетита в виде крупных идиоморфных зерен с выбоинами (черное) среди мелкозернистой основной массы. Полированный шлиф, увел. 50, Инское месторождение

гранитов. Ильменит в рудах встречается в виде единичных пластинчатых и неправильных включений в зернах магнетита и в самостоятельных выделениях. Размер зерен ильменита исключительно мал — сотые и тысячные доли миллиметра, и только в рудах, непосредственно контактирующих с гранитами и их производными, или в рудах, находящихся в виде ксенолитов в последних, пластинки ильменита достигают размеров 1—1,5 мм в длину, при этом они обычно расположены в промежутках между кристаллами магнетита. Не исключена возможность, что появление самостоятельных зерен ильменита в этих рудах связано с высвобождением титана из магнетита при его перекристаллизации.

Недавно описан случай термометаморфизма магнетита под воздействием дайки гиперита (Ljunggren, 1959). Интенсивному тепловому воздействию подверглись ксенолиты руды и руды в экзоконтакте. При этом в рудах отмечены явления, близкие к наблюдавшимся нами, а именно, значительная перекристаллизация магнетита с образованием крупных правильных кристаллов и изменение состава магнетита в сторону уменьшения количества титана (данные по изменению содержания других элементов-примесей Люнгреном не приводятся).

Локальное распространение описываемых руд (только в приконтактной зоне с послерудными гранитами) свидетельствует о том, что главным фактором перекристаллизации магнетита является термическое воздействие со стороны интродуировавшей вблизи Инского месторождения гранитной магмы.

Перекристаллизованные разности магнетитовых руд по внешнему виду заметно отличаются от руд, не подвергшихся термометаморфизму. Они обладают в изломе более сильным металлическим блеском и очень хрупки. Последнее обстоятельство затрудняет приготовление из этих разностей руд полированных шлифов хорошего качества (без выбоин). И, наконец, эти руды резко обеднены сульфидной вкрапленностью,

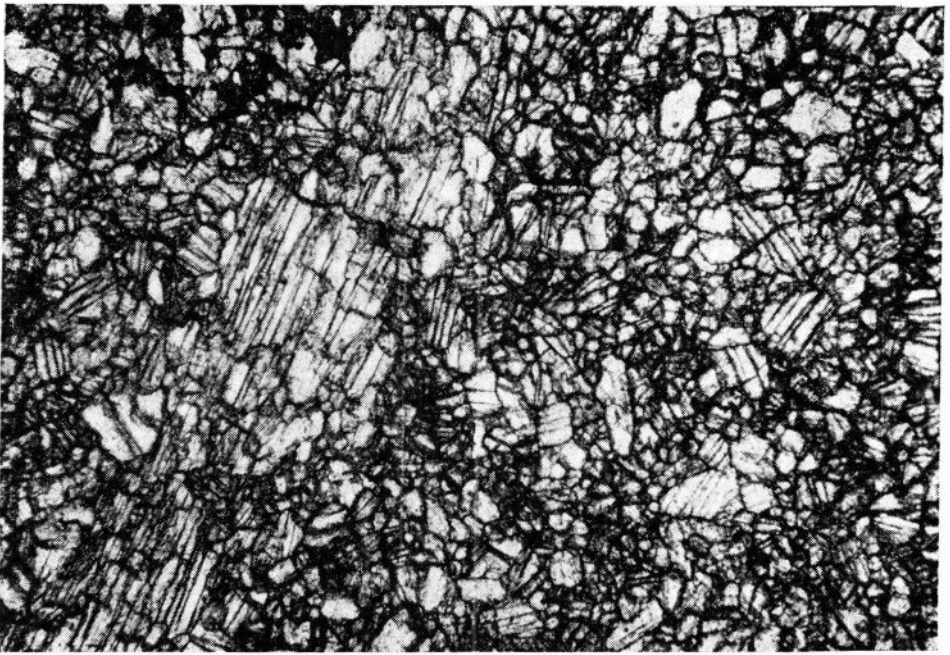


Рис. 16. Перекристаллизованный пироксеновый скарн с реликтовым зерном моноклинного пироксена (крупное зерно в центре). Прозрачный шлиф, ник. параллельны, увел. 40, Ампалыкское месторождение

а вблизи контакта с гранитами практически полностью лишены ее, очевидно, в связи с преобразованием под действием температуры пирита в пирротин, а затем в магнетит. Там, где среди магнетитовых руд, залегающих в непосредственном контакте с гранитами, наблюдается пирит, всегда удастся отчетливо констатировать наложение пирита и некоторых других сульфидных минералов на уже предварительно метаморфизованные руды или скарны под воздействием гранитной интрузии.

В заключение отметим, что перекристаллизованные разности скарново-рудных образований Инского месторождения по интенсивности контактового метаморфизма вполне сопоставимы с контактово-метаморфизованными вмещающими породами, находящимися в одинаковых условиях по отношению к Тигерекскому гранитному интрузиву.

Признаки термометаморфизма были подмечены в скарново-рудных образованиях некоторых других месторождений Алтае-Саянской области. Так, в Ампалыкском месторождении, по нашим наблюдениям, отдельные участки пироксеновых скарнов под влиянием послерудных гранитов Ольгинско-Ампалыкского интрузива оказались почти нацело перекристаллизованными в агрегат мельчайших зернышек. В отдельных случаях процесс перекристаллизации не дошел до конца, и среди агрегата пироксеновых зерен гранобластовой, или, точнее, гетеробластовой, структуры сохранились реликтовые зерна моноклинного пироксена (рис. 16).

Имеются указания на присутствие в Шерегешевском месторождении псевдоморфоз пирротина по пириту, возникших в связи с термическим воздействием на пирито-магнетитовые руды Сарлык-Мустаской гранитной интрузии (Корель, 1953). Для этого же месторождения отмечается уменьшение количества некоторых элементов-примесей в магнетите в связи с термометаморфизмом послерудных даек интрузивных пород (Шарапов, 1960).

Таким образом, выявление и детальное изучение признаков термометаморфизма в скарново-рудных образованиях железорудных районов Алтае-Саянской области несомненно способствуют успешному решению многих геологических вопросов и прежде всего выяснению возрастных и генетических взаимоотношений магнетитового и сульфидного оруденения с формациями магматических горных пород.

Белорецкое месторождение

Геологическая характеристика Белорецкого железорудного месторождения имеется в работах А. С. Калугина (1957, 1959), П. В. Ершова и Е. Н. Кочанова (1958) и других. Минералогия и генезис руд детально рассматриваются в работе автора (Вахрушев, 1960₂). Месторождение находится в пределах юго-западных отрогов Тигерекского хребта в Горном Алтае. Участок месторождения сложен эффузивно-осадочной толщей пород, залегающей моноклинально и простирающейся в направлении с юго-востока на северо-запад с падением на северо-восток под углом 50—60°. Одни геологи определяют возраст толщи как силурийский, другие считают его девонским.

Вмещающие рудные тела породы месторождения в основном представлены известняками, песчаниками, глинистыми сланцами и частично эффузивами. Эти разности пород большей частью преобразованы в мраморы, различного рода роговики и скарны.

Скарны месторождения имеют пироксеновый и гранат-пироксеновый состав. Скарны обычно сложно перемежаются с магнетитовыми рудами и мраморами. Пироксен и гранат скарнов, помимо магнетита, частично или в отдельных случаях почти полностью замещаются ассоциацией более поздних по времени отложения минералов с образованием амфиболовых, амфибол-эпидотовых и других пород.

По промышленным кондициям содержания железа в рудах в месторождении выделяются два основных рудных тела. В плане и разрезах они имеют пластообразную форму, будучи разделенными пустыми или слабо орудененными породами преимущественно алюмосиликатного состава. По данным разведочных работ, рудные тела по простиранию и падению залегают в основном согласно с вмещающими породами с углом падения около 55° (рис. 17).

Наряду с этим, видимо, в пределах рудного поля имеются хотя бы небольшие по масштабам рудные залежи столбообразной или неправильно гнездообразной формы. Такие залежи характерны для тех участков (в частности для Баталихинского), где магнетитовое оруденение накладывается не на слоистые карбонатсодержащие породы, а на массивные известняки или сплошные скарновые породы.

По преобладанию минеральных примесей руды месторождения можно подразделить на следующие разновидности:

1. Руды с относительно небольшим содержанием нерудных компонентов. Это руды массивного сложения; они мало распространены.

2. Руды с силикатами (амфиболы, пироксен, гранаты, эпидот, кварц). Отличительной особенностью этой разновидности руд, так же, как и некоторых других, является значительное содержание в них кварца, снижающего качество руд как в отношении содержания железа, так и в отношении их основности. Второй характерной чертой руд с силикатами является разнообразие их текстур. Здесь наряду с полосчатыми текстурами чрезвычайно широко развиты различного рода пятнистые, брекчиевидные, неравномерновкрапленные и другие текстуры.

3. Руды с кальцитом. Эти руды большей частью приурочены к участкам, в которых магнетитовое оруденение наложено непосредственно на

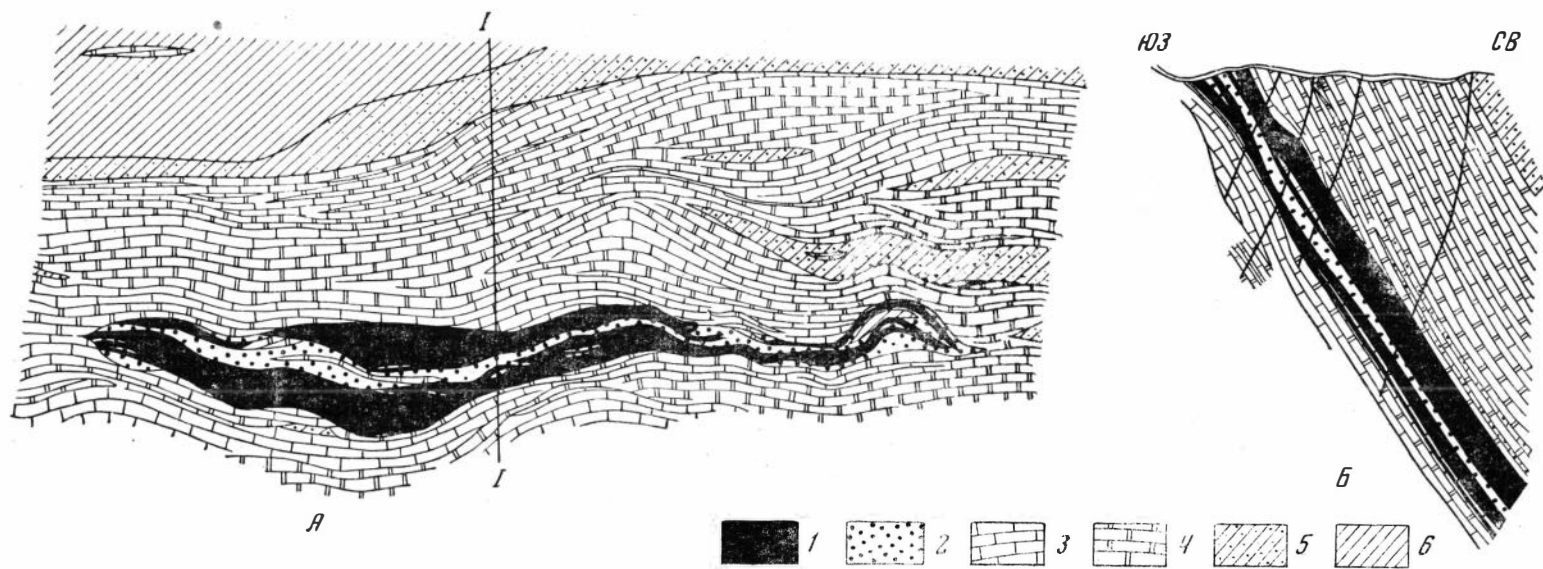


Рис. 17. Геологическое строение скарново-рудной зоны, Белорецкое месторождение (по данным ГРП Западно-Сибирского геологического управления)

А — схематическая геологическая карта района; Б — геологический разрез
 1 — магнетитовая руда; 2 — скарны; 3 — мраморизованные известняки; 4 — мраморизованные известняки с прослоями роговиков; 5 — карбонатно-силикатные роговики; 6 — кварц-биотитовые роговики

неизменные или слабоскарнированные массивные мраморизованные известняки. Руды с кальцитом в значительных количествах встречаются в пределах собственно Белорецкого месторождения, но особенно широко распространены на Баталихинском участке.

4. Руды с сульфидами. Заметная концентрация сульфидных минералов наблюдается в отдельных и пока незначительных по размерам участках месторождения. Из них некоторый интерес представляет халькопирит. Максимальные концентрации халькопирита, находящегося в ассоциации с другими медьсодержащими минералами, часто наблюдаются в относительно бедных разностях руд, располагающихся по периферии рудных тел. В ряде случаев в таких разностях руд содержание халькопирита становится настолько значительным, что мы, по существу, имеем дело уже с халькопиритовыми или комплексными халькопирит-магнетитовыми рудами. Содержание меди в таких рудах составляет 0,5—0,8% (Ершов, Кочанов, 1958), достигая в некоторых случаях 2,44% (Вахрушев, 1960₂).

Не исключена возможность нахождения по периферии скарново-магнетитовых тел и особенно за их пределами на большем удалении от материнской интрузии участков, практически интересных в отношении медного оруденения.

В 800—900 м к северо-востоку от рудной зоны на поверхности обнажаются граниты Тигерекской интрузии, прорывающей и метаморфизирующей вмещающие породы. В пределах собственно участка месторождения разведочными скважинами вскрыты диабазовые и габбро-диабазовые дайки, которые нами рассматриваются как жильная фация еще не вскрытой в должной мере рудоносной интрузии основных пород.

Таким образом, по условиям залегания и взаимоотношению с интрузивом Белорецкое месторождение относится к типу пластовых залежей в слоистой толще, удаленных на значительное расстояние от непосредственного контакта с рудоносным интрузивом. Этим объясняются не только морфологические, но и, как будет показано ниже, некоторые геохимические особенности руд месторождения.

Белорецкое месторождение принадлежит к числу тех, о генетическом типе руд которых существуют наиболее противоречивые взгляды. О. А. Незабытовская и А. И. Александров в 1950 г., Е. М. Евдокимов — 1954 г. и др. высказались за контактово-метасоматическое происхождение руд, другие (Дербилов, Калугин, 1950, 1959; Ершов и Кочанов, 1958) — за осадочно-метаморфогенное.

Представление об осадочно-метаморфогенном происхождении железных руд Белорецкого месторождения преимущественно основывается на следующих доводах.

1. Слабое развитие в месторождении скарновых минералов.

2. Пластообразная форма рудных тел и наличие полосчатых текстур в рудах, что «резко отличает месторождение от известных контактово-метасоматических месторождений Западной Сибири» (Ершов и Кочанов, 1958).

3. Присутствие в рудах мушкетовита и якобы более позднее сравнительно с мушкетовитом отложение граната и пироксена.

4. Вероятный девонский возраст вмещающих пород позволяет исследователям проводить аналогию руд Белорецкого месторождения с вулканогенно-осадочными гематитовыми рудами Коргона в Горном Алтае (Калугин, 1959).

5. Отсутствие в пределах рудного поля дайковых пород типа габбро-диабазов, характерных для рудных полей контактово-метасоматических месторождений магнетита в Западной Сибири (Калугин, 1959).

6. Признаки метаморфизма руд.

Рассмотрим все эти доводы.

О распространенности скарнов. В настоящее время скарны выявлены на протяжении всей рудной зоны — от крайнего северо-западного фланга собственно Белорецкого месторождения до участка Верхне-Баталихинской аномалии. Как показало проведенное нами петрографическое изучение керна, околорудные измененные породы месторождения в основном представлены пироксеновыми и пироксен-гранатовыми скарнами, которые часто интенсивно преобразованы (перекристаллизованы, эпидотизированы, амфиболизированы и т. п.) более поздними метаморфическими процессами. Последнее обстоятельство на первых стадиях разведки месторождения, по-видимому, и привело некоторых геологов к ошибочным представлениям о слабом развитии скарновых минералов (пироксена, граната).

О полосчатости руд и пластообразной форме рудных тел. Полосчатые текстуры руд в подавляющем большинстве случаев определенно унаследованы. Таким унаследованным узором является слоистость горных пород, которые подверглись орудуванию.

При замещении магнетитом горных пород, в том числе и карбонатных, прежде всего нужен доступ рудоносных растворов к месту замещения. Благоприятными путями для проникновения рудоносных растворов, помимо тектонических трещин (или зон) дробления, как известно, служат плоскости наслоения. Кроме того, при переслаивании возрастает суммарная площадь контактов алюмосиликатных пород с карбонатными.

Породы участка месторождения представляют собой слоистую толщу литологически неоднородного состава. При этом наиболее метасоматически преобразованными (скарнированными и орудуемыми) оказались как раз те части геологического разреза толщи, которые представлены пачками относительно тонкого переслаивания карбонатных пород (известняков) с прослоями алюмосиликатного состава. Избирательное замещение карбонатсодержащих прослоев и обусловило как пластообразную форму рудных тел, так и образование полосчатости в самих рудах.

На рис. 18 приведен один из примеров слоистого строения вмещающих пород месторождения, на рис. 19 и 20 представлены фотографии штуфов рудного керна с характерной полосчатой текстурой. В случае относительно грубых прослоев известняка часто замещаются магнетитом только периферические части с образованием кайм магнетита. Внутренние части таких прослоев сложены типичным мрамором (рис. 21).

Однако, как уже отмечалось выше, далеко не все скарново-рудные образования обладают полосчатой текстурой. Не менее широко распространены и различного рода неравномернопятнистые и вкрапленные текстуры, особенно когда магнетитовое орудувание накладывается на скарновые породы или массивные известняки.

Замещение магнетитом непосредственно известняков в больших масштабах наблюдается на участке собственно Белорецкого месторождения и особенно его юго-западного фланга (Баталихинский участок).

На Баталихинском участке основная масса руд образовалась по неизменным известнякам либо по известнякам, предварительной в той или иной мере скарнированным до участков сплошных андрадитовых скарнов. В результате этого здесь преимущественно развиты резкопятнистые, неравномернопятнистые и вкрапленные текстуры магнетитовых руд (рис. 22 и 23).

Взаимоотношение магнетита со скарновыми минералами. В месторождении выделяется несколько генераций магнетита. Однако все они принадлежат к более поздним образованиям по сравнению со скарновыми минералами, что во многих случаях однозначно выявляется при микроскопическом изучении прозрачных шлифов. В последнем случае можно

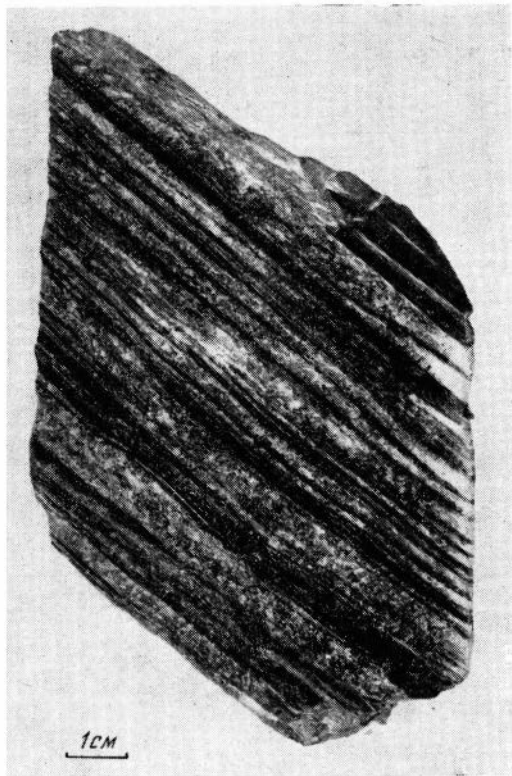


Рис. 18. Полосчатый мрамор. Штуф керна, Белорецкое месторождение

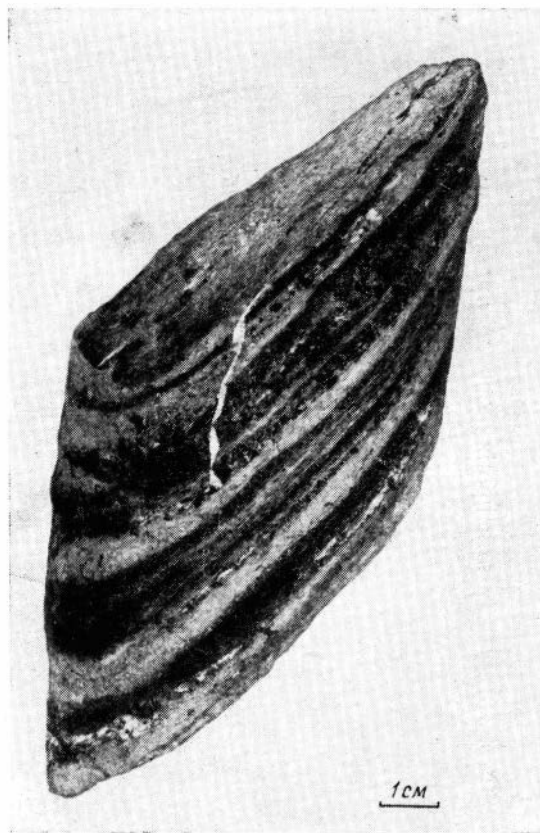


Рис. 19. Полосчатая текстура руды. Черное — магнетит, серое — актинолит и белое — кальцит. Штуф керна, Белорецкое месторождение

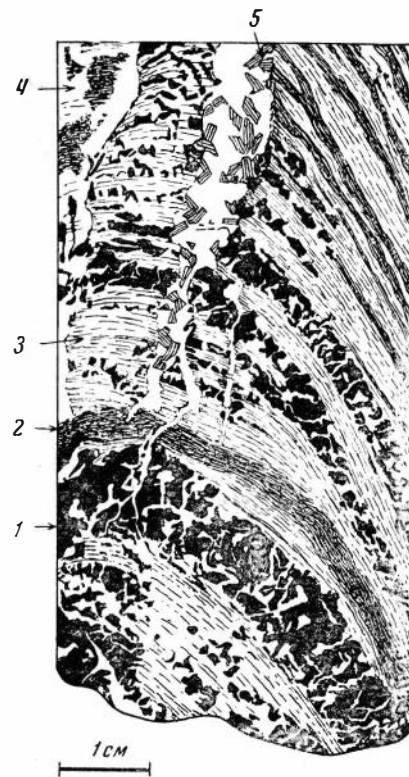


Рис. 20. Полосчатая магнетитовая руда с прожилками кварц-кальцит-актинолитового состава

1 — полоски кальцит-магнетитовые; 2 — магнетит-амфиболовые; 3 — амфиболовые; 4 и 5 — кварцевые прожилки с выделениями актинолита. Зарисовка штуфа керна, Белорецкое месторождение



Рис. 21. Кайма магнетита (черное) на контакте пироксенового скарна (серое) с мрамором (белое), Белорецкое месторождение

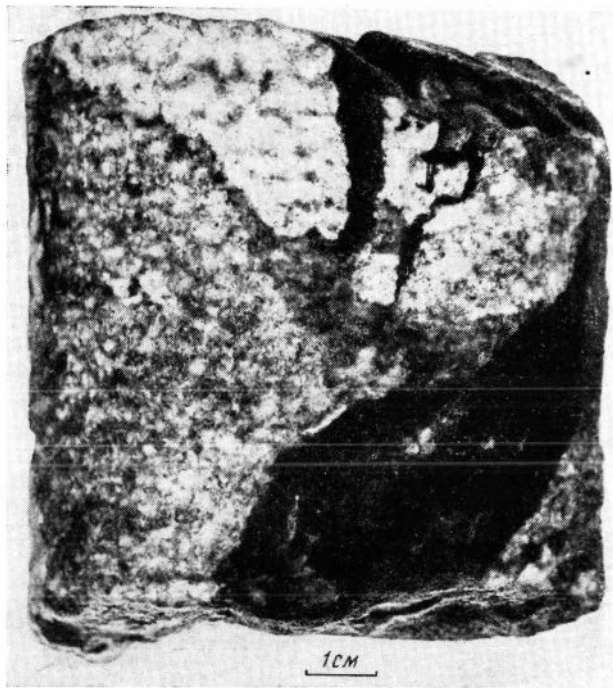


Рис. 22. Взаимоотношение магнетита (черное) с мрамором (светлое) и андрадитовым скарном (серое), Белорецкое месторождение



Рис. 23. Замещение мрамора (светлое) магнетитом (черное). Штуф керн, Белорецкое месторождение

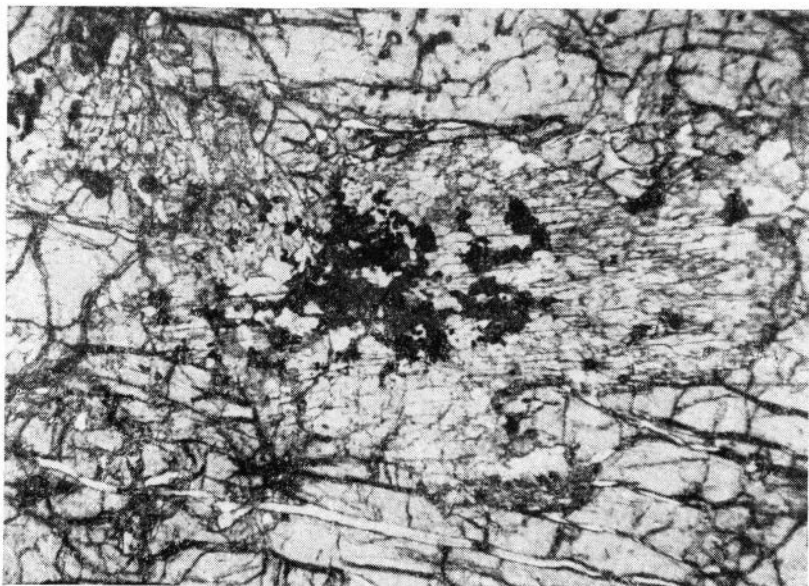


Рис. 24. Взаимоотношение магнетита (черное) с пироксеном (серое). Прозрачный шлиф, ник. параллельны, увел. 35, Белорецкое месторождение

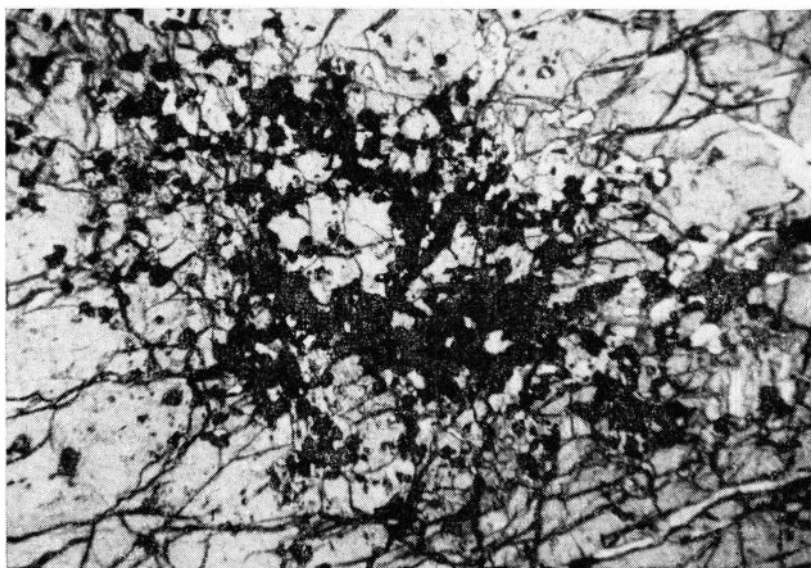


Рис. 25. Взаимоотношение граната (серое) с магнетитом (черное). Прозрачный шлиф, ник. параллельны, увел. 20, Белорецкое месторождение

проследить все стадии замещения магнетитом зерен граната и пироксена (рис. 24 и 25). Часто можно видеть лишь остатки зерен пироксена среди магнетитового агрегата. Однако по поведению трещин спайности и угасанию легко устанавливается, что первоначально они составляли одно зерно. Аналогичны взаимоотношения магнетита и с основным плагиоклазом. При микроскопическом изучении шлифов ясно, что, с одной стороны, отложению магнетита предшествовали тектонические подвижки, приведшие к растрескиванию зерен плагиоклаза, с частичным смещением одних частей относительно других и, с другой стороны, цементация

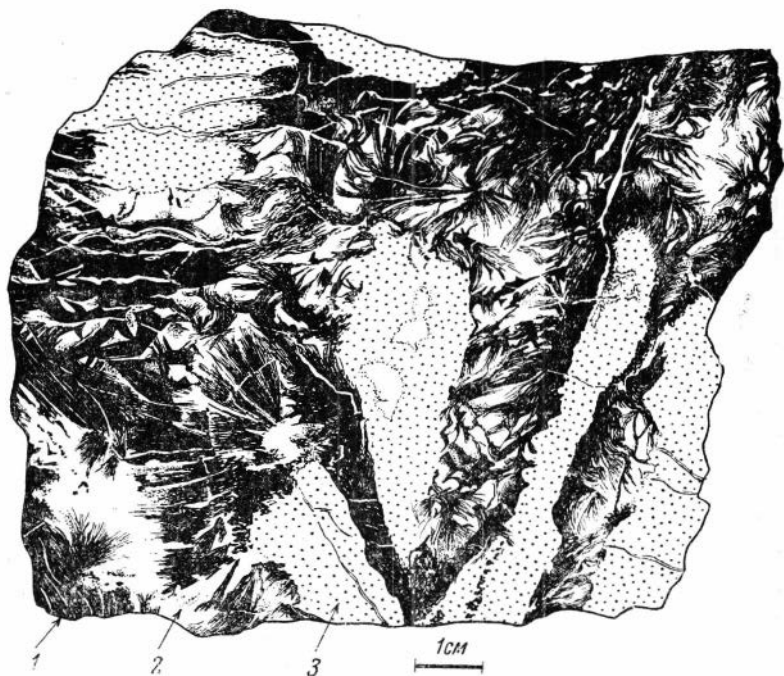


Рис. 26. Брекчированный скарн с пластинчатым магнетитом по трещинам дробления

1 — магнетит; 2 — кальцит; 3 — скарн. Зарисовка штуфа керна, Белорецкое месторождение

обломков плагиоклаза сопровождалась частичным их замещением магнетитом.

В месторождении в относительно больших количествах встречается мушкетовит. Он имеется среди сплошных магнетитовых руд, среди вкрапленных руд, образовавшихся по массивным известнякам и скарнам, и, наконец, входит в состав брекчиевых руд. В последних пластинки мушкетовита, располагаясь на поверхности обломков скарновых пород, образуют агрегаты сноповидного, веерообразного строения (рис. 26). Эти взаимоотношения определенно указывают на более позднее по сравнению со скарновыми минералами (пироксеном, гранатом) формирование мушкетовита.

Некоторые исследователи используют наличие мушкетовита в рудах как одно из доказательств их первичного осадочного происхождения. В связи с этим следует напомнить, что при метаморфизме первично осадочных руд железа образуется не мушкетовит, а обычный изометрически зернистый магнетит (Бетехтин и др., 1958). Примером этого могут служить эффузивно-осадочные руды Коргона в Горном Алтае. В них

мушкетовит не отмечен, хотя некоторые разности этих руд содержат в значительных количествах рассеянную вкрапленность октаэдров магнетита (Шахов, 1933; Калугин, 1957).

Мушкетовит не известен в железистых кварцитах Мугурского месторождения в Туве (Ильин и Моралев, 1956, и др.). Точно так же, судя по опубликованному в печати данным, мушкетовит не характерен для железных руд Курской магнитной аномалии (Калганов, 1955) и вовсе отсутствует в рудах большей части железорудных месторождений Кривого Рога (Розина, 1955; Юрк, Шнюков, 1958, и др.).

С другой стороны, как будет показано ниже, мушкетовит обычен для многих контактово-метасоматических месторождений железа Западной Сибири. Следовательно наличие мушкетовита в железных рудах Белорецкого месторождения, да к тому же образовавшегося после скариновых минералов, ни в какой мере не может служить доводом в пользу их осадочного происхождения.

О возрасте рудовмещающих пород. Вопрос о возрасте рудовмещающих пород месторождения до сих пор не решен. Одни геологи определяют его как силурийский, другие — как девонский. При этом не исключена возможность наличия на участке месторождения «как девонских, так и силурийских толщ, распространенность и взаимоотношения между которыми пока не ясны и требуют дополнительного изучения» (Ершов, Кочанов, 1958, стр. 2). В связи с большой неопределенностью в отношении возраста рудовмещающих пород этот признак не может быть использован для решения вопроса генезиса месторождения. Кроме того, образование магнетитовых руд метасоматического типа возможно не только в толщах силура, но и в породах иного, в том числе и девонского, возраста.

О дайковых породах. До самого последнего времени дайковые породы не отмечались в пределах месторождения. Это обстоятельство также использовали в качестве аргумента в защиту осадочного происхождения руд. Однако сейчас установлены дайки габбро-диабазов, которые, как справедливо отмечает А. С. Калугин, характерны для рудных полей контактово-метасоматических месторождений магнетита в Западной Сибири. Таким образом, этот довод в пользу осадочного происхождения руд отпадает.

Явления метаморфизма руд. При защите метаморфогенно-осадочного происхождения руд иногда указывают на контактовый метаморфизм последних в связи с формирозанием массивов интрузивных пород. При этом предполагается, что скарны являются продуктом этого метаморфизма. Необходимо заметить, что такое заключение делается исключительно на основании общих соображений, без привлечения данных изучения самих скарно-рудных образований. Специально предпринятые нами в этом направлении исследования показали, что действительно рудные залежи Белорецкого и особенно Инского месторождений испытывали наложенный метаморфизм. Однако признаки метаморфизма, в том числе термометаморфизма, как уже было показано выше, часто выражены и в самих скарных минералах. Следовательно, наличие признаков метаморфизма в рудах не может быть истолковано как довод их осадочного происхождения.

Указывали и некоторые другие доводы в пользу осадочно-метаморфогенного происхождения руд. В частности, А. С. Калугин (1959) обращал внимание на простоту и выдержанность состава руд, на крайне незначительное или практически полное отсутствие в них сульфидов. Выдвижение этих доводов, подобно ряду других, было обусловлено недостаточной изученностью месторождения к тому времени.

В целом фактический материал по месторождению, как, например, чрезвычайно широкое распространение в околорудных породах пироксе-

на и граната, отложение магнетита на месте известняков, точно так же, как и наложение оруденения на скарновые породы, определенно свидетельствует о метасоматическом происхождении железных руд этого месторождения. Линзообразная форма рудных тел и полосчатость руд объясняются избирательным замещением скарно-рудными образованиями литологически неоднородной толщи, что характерно для многих типичных контактово-метасоматических месторождений Западной Сибири. Ряд же других доводов в пользу осадочно-метаморфогенного происхождения руд является либо ошибочным (представления о более позднем по сравнению с магнетитом образовании скарнов, об отсутствии в пределах рудного поля дайковых пород и др.), либо не имеет прямого отношения к решению рассматриваемого вопроса, и сами эти доводы являются спорными (вопросы о возрасте вмещающих пород и метаморфизме руд и скарнов).

В заключение отметим, что представление, выдвигаемое сторонниками осадочного происхождения руд, о едином линейно выдержанном рудном горизонте не подтвердилось результатами разведки месторождения. Об этом же, по-видимому, свидетельствуют магнитные аномалии Белорецко-Крохалинской зоны, которые при общем линейном направлении состоят, по существу, из цепочки отдельно замкнутых узлов, аналогичных магнитным аномалиям многих железорудных районов Горной Шории и Кузнецкого Алатау.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ, АССОЦИИРУЮЩИЕ С ИНТРУЗИВНЫМИ КОМПЛЕКСАМИ ПРЕИМУЩЕСТВЕННО СУБЩЕЛОЧНОГО СОСТАВА

Кондомская группа

Кондомский железорудный район до сих пор является основным горнопромышленным районом Кузнецкого металлургического комбината. Здесь разрабатываются Таштагольское, Шалымское и Шерегешевское месторождения. В южной части района находится Кочуринское месторождение. Все эти месторождения давно уже объединяются геологами в одну генетическую группу.

Месторождения Кондомской группы открыты в 1931 г., изучались и неоднократно описывались многими исследователями (Кашкай, 1934; Батов, 1935; Богацкий, 1942; Сумин, 1950, 1953; Корель, 1953, 1957; С. Слипин, 1954; Вахрушев, 1956_{2,3,4}, 1957, 1959_{1,2}; Пospelов, 1959; Рождественский, 1959; Русанов, 1959; Язбутис, 1959, и др.).

Основу геологического строения Кондомского района составляет литологически сложный комплекс нижнепалеозойских пород, подразделяемый В. И. Каминской (1962) на четыре структурных этажа, формирование которых разделено фазами складчатости и денудации: нижнекембрийский, среднекембрийский, ордовикский и девонский. В основании этих структурных этажей лежит докембрийский фундамент, сложенный кремнисто-карбонатными породами. Первый структурный этаж представлен метаморфизованными породами нижнекембрийской толщи, выделяемой обычно под названием кондомской свиты. Литологической особенностью последней является обилие вулканогенного материала преимущественно основного состава. Второй структурный этаж включает два различных типа разреза. К первому типу отнесен осадочный комплекс (аркозовые песчаники, углисто-кремнистые сланцы и известняки) усинской (?) свиты и фаунистически охарактеризованные алевролитовые сланцы мундыбашской свиты среднего кембрия. Ко второму типу разреза отнесена эффузивно-осадочная толща среднего кембрия, расчлененная, в свою очередь, на осадочный и эффузивный комплексы. Для вулканогенных образований последнего уже характерен кислый состав.

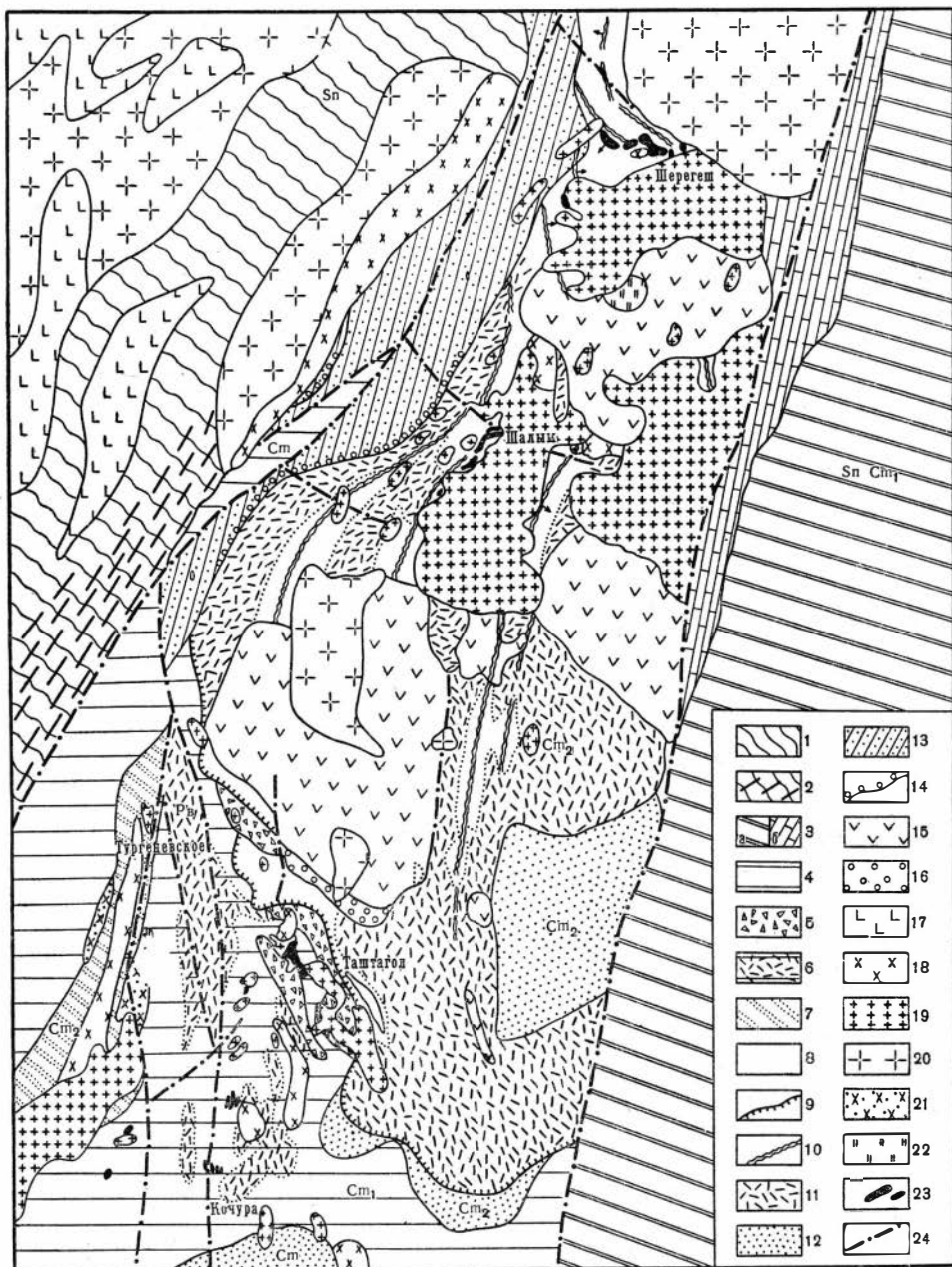


Рис. 27. Схематическая геологическая карта Кондомского железорудного района
(по В. И. Каминской, 1962)

1 — карбонатно-силилитовая толща (Ptz—Sn²); 2 — то же с диабазами; 3 — а — зеленокаменная метаморфическая эффузивно-осадочная толща (Cm₁¹?); 4 — эффузивно-осадочная существенно метаморфическая толща Cm₁, кондомская свита; 5 — толща метаморфизованных конгломерато-брекчий с линзами сланцев, песчаников и туфопесчаников; 6 — толща нижнего кембрия, сложно пронизанная кератофирами и пироксен-плагноклазовыми порфиритами; 7 — осадочные слабометаморфизованные отложения усинской свиты (Cm₁²) — аркозовые песчаники, углисто-кремнистые сланцы и известняки; 8 — эффузивно-осадочная слабометаморфизованная толща Cm₂¹ (мундыбашская свита — печеркинская формация?); 9 — поверхность несогласного залегания Cm₂¹ на Cm₁, местами с развитыми вдоль нее базальными конгломератами; 10 — структурные линии вдоль прерывистых сероцветных туфитов и туфов, обогащенных магнетитом и содержащих прослои хлоритокarbonатных пород; 11 — пирокластические толщи Cm₂¹; 12 — рассланцованные алевролиты и сланцы с фауной трилобитов Cm₂; 13 — флишеидные толщи ордовика: песчаники и алевролиты с фауной ортид; 14 — базальный горизонт ордовика — кварцевые песчаники и кварциты с обломками эффузивов; 15 — литонидные темные туфы, фельзиты и туфолавы (D²); 16 — метасоматически измененные лаво-брекчии (жерловая фация); 17 — габбро; 18 — пироксен-роговообманковые порфири-ты; 19 — сиениты и граносиениты; 20 — граниты, реже гранодиориты и аплитовидные граниты; 21 — дайковый диорит-диабазовый комплекс; 22 — кварциты; 23 — скарново-магнетитовые залежи; 24 — основные разрывные нарушения

Третий структурный этаж сложен флишидными отложениями ордовика, при полном отсутствии карбонатных и вулканогенных образований. Четвертый структурный этаж, по В. И. Каминской (1962), сложен вулканогенными породами нижнего девона, по составу и степени метаморфизма отличными от отложений, слагающих нижние структурные этажи.

В тектоническом отношении Кондомский район, как видно из приведенной схематической геологической карты (рис. 27), представляет собой своеобразный тектонический клин кембрийских пород, зажатых среди метаморфических толщ низов нижнего кембрия и синия (?). Он ограничен крутыми разломами северо-восточного простирания, представляющими собой составные элементы длительно развивающегося глубинного разлома, пересекающего диагонально Горную Шорию (В. А. Кузнецов, 1954).

Интрузивные породы района представлены сиенитами и тесно ассоциирующими с ними штокообразными телами диоритовых порфиритов, габбро-порфиритов и разнообразных жильных образований, а также гранитами Сарлык-Мустагского плутона.

Ниже приводится краткая характеристика отдельных месторождений Кондомской группы.

Шерегешевское месторождение

Это самое северное из всех железорудных месторождений Кондомской группы. Оно располагается в верхней части эффузивно-осадочной толщи, представленной здесь кератофирами, туфами, порфиритами, морями и т. п. Простирание толщи восток-юго-восточное с падением на юго-запад под углом 30—60°. Эта толща прорывается сиенитами Кубеского массива, к северо-западной оконечности которого приурочены рудные участки месторождения. В свою очередь, сиениты и генетически связанные с ними скарново-магнетитовые тела месторождения прорываются и участками метаморфизуются гранитами или их жильными производными Сарлык-Мустагского плутона. Один из примеров пересечения жильным гранитом магнетитовых руд Шерегеша показан на рис. 28.

Контактный метаморфизм проявляется неравномерно, не образуя сплошного ореола, в равной степени охватывающего все рудное поле месторождения. Он наиболее интенсивно проявлен на Главном и особенно на Восточном участках, располагающихся непосредственно в контактовой зоне с гранитами Сарлыкского массива. Контактный метаморфизм выразился в явлениях перекристаллизации и возникновении ассоциации контактово-метаморфических минералов (Корель, 1953; Вахрушев, 1956₂). Комплекс метаморфических минералов, развитых в скарново-рудных образованиях и в породах вмещающей их эффузивно-осадочной толще, в ряде случаев отвечает высокотемпературной стадии приконтактного метаморфизма. Кератофиры, туфы и другие породы древнего комплекса эффузивно-осадочных пород нередко превращены в плотные ороговикоподобные породы, характеризующиеся мелкозернистой гранобластовой структурой. Следует особо подчеркнуть, что ороговикоподобные подвергаются не только породы эффузивно-осадочной толщи района, но и прорывающие их сиениты. При микроскопическом изучении прослеживаются все стадии преобразования неизмененных сиенитов в типичные контактовые роговики. Роговики преимущественно имеют биотит-альбитовый, биотит-микроклин-альбитовый, биотит-кварц-альбитовый состав.

Рудное поле месторождения подразделяется на пять участков: Главный, Болотный, Второй Рудный, Новый Шерегеш и Восточный.

По данным разведочных работ, рудные тела группируются в рудные зоны, которые обычно представляют собой серию удлиненных, нередко

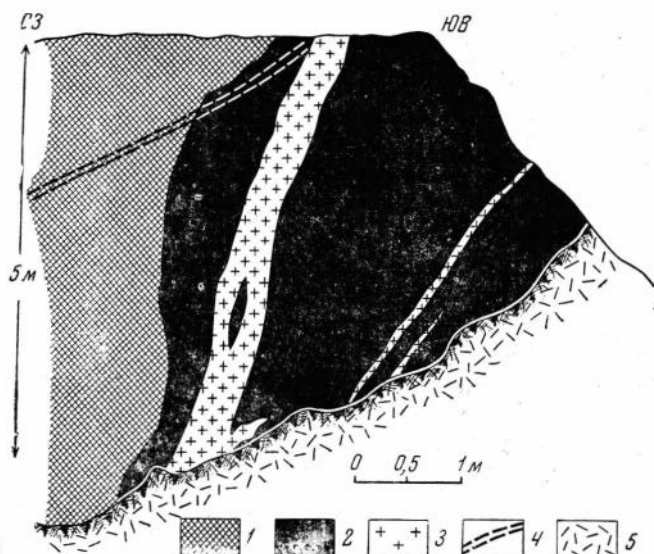


Рис. 28. Взаимоотношение жильного гранита с магнетитовыми рудами. Зарисовка стенки карьера Главного участка, месторождение Шерегеш

1 — скары; 2 — сульфидно-магнетитовая руда; 3 — гранит; 4 — зона нарушения; 5 — осыпь

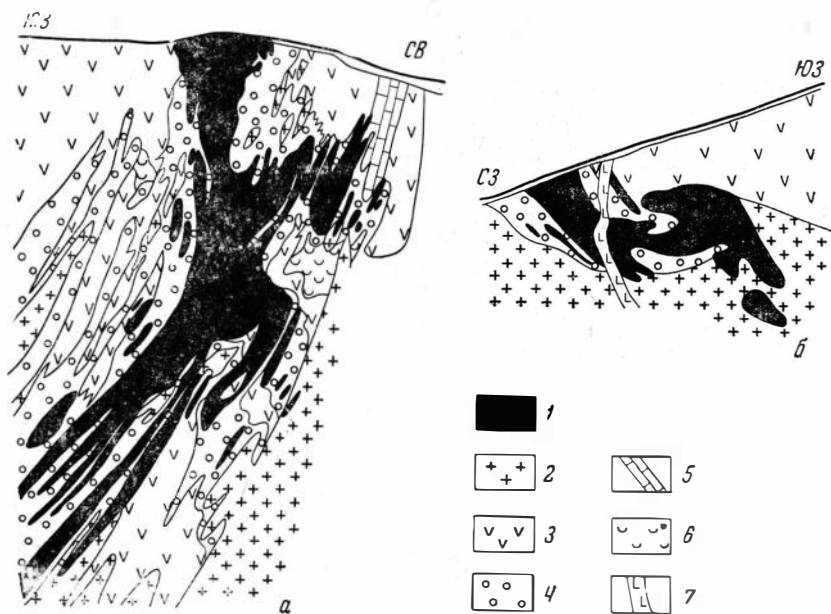


Рис. 29. Геологические разрезы по месторождениям Шерегеш (а) и Шалым (б) (по данным геолого-разведочной партии Западно-Сибирского геологического управления)

1 — магнетитовые руды; 2 — сиениты; 3 — кератофилы и их туфы; 4 — скары; 5 — известняки; 6 — порфиры; 7 — дайки диабазов

сливающихся, линзообразных или жилообразных рудных залежей, выклинивающихся по простиранию и падению и затем вновь появляющихся.

Для многих рудных залежей характерно чередование линз магнетита со скарнами и в различной степени скарнированными вмещающими породами. Один из типичных геологических разрезов по Главному участку месторождения приведен на рис. 29, а.

Основными рудолокализирующими структурами являются следующие: первичные структуры эффузивно-осадочной толщи, включающие благоприятные для оруденения горизонты карбонатных пород; дорудные трещинные зоны дробления и скалывания; контакты вмещающих пород с сиенитовым интрузивом.

Особо благоприятными для локализации рудных масс являются места пересечения трещинных зон с карбонатными горизонтами в пределах контактовой зоны сиенитового массива.

Скарны месторождения представлены пироксеновыми, пироксено-гранатовыми и гранатовыми разностями. Кроме того, в составе скарно-рудных образований этого месторождения наблюдаются такие высокотемпературные минералы, как оливин, шпинель, волластонит, скаполит, везувиан. Образование скарных минералов, а вслед за ними и магнетитовых руд происходило на месте известняков, а также и различного рода алюмосиликатных пород (сиенитов, габбро-порфириров и т. п.).

Факты, указывающие на возможность образования вкрапленных и прожилково-вкрапленных руд по алюмосиликатным породам, частично нами освещены ранее; детально рассмотрены и основные структурно-текстурные особенности руд Шергешевского и других месторождений Кондомской группы (Вахрушев, 1959₂), что избавляет нас от необходимости специально останавливаться на этих вопросах в настоящей работе.

Сульфидная, особенно полиметаллическая, минерализация отделена от скарно-магнетитового оруденения деформационным несогласием.

Помимо пирита, пирротина и халькопирита в рудах месторождения развиты сульфиды цинка, свинца и некоторых других металлов.

Максимальные проявления полиметаллической, преимущественно сфалеритовой, минерализации наблюдаются в пределах Болотного участка.

Шалымское месторождение

Располагается в области контакта древней эффузивно-осадочной толщи с кварцевыми сиенитами. Последние подстилают месторождение снизу, в известной мере ограничивая оруденение на глубину.

Месторождение представлено двумя скарно-рудными зонами северо-восточного простирания. В пределах этих зон разведочными работами выявлено 39 рудных тел сложной столбообразной, линзовидной и гнездовой форм, или выходящих на дневную поверхность, или слепых (рис. 29, б). Падение рудных тел юго-восточное, от пологого (10—30°) до крутого (50—80°).

Необходимо отметить, что магнетитовое оруденение, оконтуренное разведкой в совершенно самостоятельные тела, при эксплуатации месторождения нередко оказывалось единой скарно-рудной залежью, лишь частично разобщенной скарнами или околоскарновыми, диопсид-плагноклазовыми породами (Вахрушев, Борисенко, 1956).

Диопсид-плагноклазовые породы обычно имеют плотное роговиково-подобное сложение; окраска их изменяется от розовато-серой до зеленовато-серой с преобладанием последней. В породе наблюдаются и порфирировидные выделения, представленные кристаллами полевых шпатов и диопсида.

Образование диопсид-плагноклазовых пород, как показали наши исследования, связано главным образом с метасоматическим преобразо-

ванием сиенитовых пород, нередко обладающих в районе месторождения порфировой структурой (сиенит-порфиры краевой фации). Эти породы пространственно и генетически очень тесно связаны с собственно скарновыми породами, являясь, по существу, внешней зоной последних.

Скарны представлены в основном гранато-пироксеновыми гранатовыми разностями. По сравнению с Шерегешевским месторождением роль пироксена в сложении руд и околорудных метасоматитов уменьшается, скаполит и шпинель встречаются реже, волластонит и везувиан отсутствуют вовсе. Руды преимущественно имеют магнетитовый или сульфидно-магнетитовый состав.

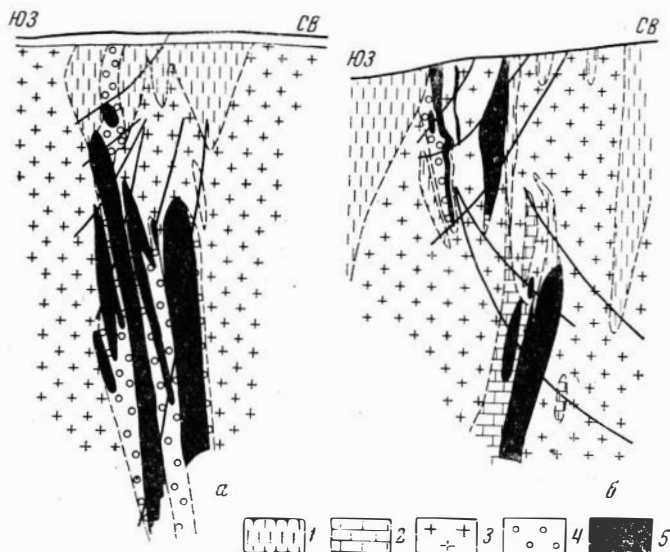


Рис. 30. Геологические разрезы по разведочным линиям 1 (а) и 13 (б) Таштагольского месторождения (по данным ГРП)

1 — хлоритовые, известково-хлоритовые сланцы; 2 — известняки; 3 — сиенит; 4 — скарны; 5 — магнетитовые руды

Скарны, околоскарновые диопсид-плагиоклазовые породы и магнетитовые руды интенсивно преобразованы более поздними гидротермальными процессами, главенствующую роль среди которых играли хлоритизация и частично окварцевание и карбонатизация.

В пределах месторождения наблюдаются дайки диабазы и кварцевого порфирита. Оба вида этих жильных образований секут скарны и магнетитовые руды (см. 29, б и 30).

Из других геологических особенностей месторождения следует отметить наличие зон дробления и трещин скалывания, также резко секущих скарново-рудные тела. Одни из них выполнены кварцем с вкрапленностью сульфидных минералов, по другим, являющимся, видимо, наиболее молодыми трещинами скалывания, образовались прожилки хризотил-асбеста с наложенной полиметаллической минерализацией.

Таштагольское месторождение

Это одно из самых крупных железорудных месторождений Кондомской группы. Основу геологического строения рудного поля месторождения составляет комплекс метаморфических пород, представляющих собой так называемую таштагольскую метаморфическую толщу. В состав этого комплекса входят преимущественно хлоритовые, хлорито-серици-

товые, серицито-полевошпатовые сланцы, туфосланцы, туфопесчаники, порфиритонды, порфиroidы и т. п. Среди этого комплекса встречаются горизонты известняков, которые сыграли ведущую роль в расшифровке геологического строения и генезиса месторождения, так как рудные тела последнего приурочены к этим горизонтам.

Сиенитовые породы в районе месторождения слагают два небольших тела акмолитоподобной формы, вытянутые в северо-западном направлении. К северной оконечности северо-западного сиенитового тела и приурочены рудные тела месторождения. Из других типов интрузивных

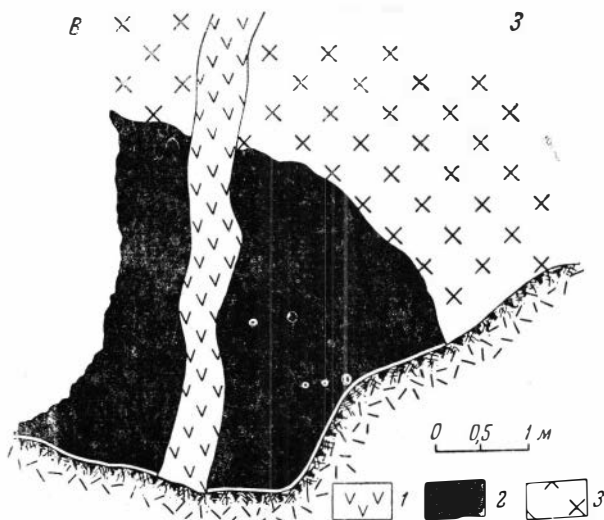


Рис. 31. Взаимоотношение между скарново-рудными образованиями и кварцевым порфиритом в Шальмском месторождении. Зарисовка южной стенки карьера I

1 — кварцевый порфирит; 2 — сульфидно-магнетитовая руда; 3 — скарнизированный сиенит-порфир

горных пород здесь развиты роговообманковые и роговообманково-пироксеновые диоритовые порфириды, дайки микросиенит-порфиров, микродиоритов и диабазов.

Скарны распространены неизмеримо меньше, чем на Шерегеше и Шалыме, и имеют только гранатовый состав. Они образовались на месте карбонатсодержащих пород (известняков, мергелей). Их развитие по сиенитам и другим полевошпатовым породам достоверно пока не установлено. По данным разведочных и эксплуатационных работ, роль скарнов в строении месторождения с глубиной заметно возрастает.

Магнетитовые руды отличаются высоким содержанием железа при крайне незначительном содержании вредных примесей (сера, цинк). В отдельных случаях они не требуют обогащения и после дробления могут использоваться непосредственно для плавки (например, Первое рудное тело).

Из более поздних гидротермальных образований широко распространены эпидот, хлорит, кварц и гематит, наиболее часто развивающиеся по гранатовым скарнам и отчасти по вмещающим их породам, в том числе и сиенитам.

В пределах рудного поля устанавливается целая система трещинных зон меридионального, широтного, северо-западного и частично северо-восточного направлений. Эти зоны большей частью заложены до оруденения и в последующем оказали существенное влияние на пространствен-

ное размещение и морфологию рудных тел. Последние приурочены к участкам пересечения дорудными трещинными зонами восточного карбонатного горизонта с избирательным послойным замещением его магнетитом.

В пределах месторождения, как это видно из приведенных геологических разрезов (рис. 31), известны рудные тела, залегающие целиком внутри сиенитов. Они образованы за счет метасоматического замещения останцев карбонатных пород, которые внутри сиенитового интрузива, по данным Г. Л. Пospelова и С. С. Лапина, вытягиваются прерывистой цепочкой по простиранию и падению карбонатного горизонта, образуя так называемые просвечивающие структуры (Пospelов, 1955).

Форма рудных тел неправильная, линзообразная. Многие из них по простиранию кулисообразно заходят одно за другое. В ряде случаев с глубиной площадь сечения рудных тел не уменьшается, а увеличивается (Первое рудное тело). Нередко наблюдается, что после выклинивания одной серии рудных тел на глубине появляется ряд новых «слепых» рудных тел.

На месторождении широко развиты многочисленные трещины отделимости, зоны смятия и дробления, вдоль которых кое-где накладывается молодая сульфидная и кварц-карбонатная минерализация.

Кочуринское месторождение

Наиболее южное из всех месторождений Кондомской группы; состоит из семи участков, располагающихся на расстоянии 3—5 км к югу от Таштагольского месторождения, составляя с последним, по существу, одно рудное поле.



Рис. 32. Полосчатая текстура магнетитовой руды. Штуф керна Кочуринское месторождение

Рудные тела Кочуринского месторождения представляют собой крутопадающие пластообразные залежи, которые при своей небольшой мощности уходят на значительную глубину.

Вмещающие породы в основном представлены порфирами, порфиритами, туфами, аргиллитами, мергелями и известняками, преобразованными метаморфическими процессами до состояния сланцев, порфиroidов, мраморов и т. п. Преимущественное развитие магнетита за счет карбонатсодержащих прослоев этой толщи и обусловило здесь хорошее сохранение реликтовой слоистой или полосчатой текстуры (рис. 32).

Пласты мраморизованных известняков достигают значительной мощности, причем магнетитовое оруденение приурочивается к менее мощным и менее выдержанным горизонтам известняков, мергелей и других карбонатсодержащих пород.

Скарны пироксенового, пироксено-гранатового или гранатового состава на месторождении практически отсутствуют. Околорудные изменения в основном выражены в серицитизации, эпидотизации, хлоритизации и окварцевании.

Руды месторождения в значительном количестве содержат сульфиды, представленные в основном пиритом и отчасти халькопиритом.

По отношению к материнскому интрузиву рудные залежи Кочуринского месторождения наиболее удалены от контакта (или, точнее, от источника оруденения), располагаясь полностью среди эффузивно-осадочной слоистой толщи.

Геологическая позиция месторождений группы по отношению к выходам рудоносной сиенитовой интрузии видна из приведенной выше геологической карты (см. рис. 27).

Одна из особенностей месторождений Кондомской группы — наличие в них наложенной со стороны послерудной гранитной интрузии сульфидной минерализации (Вахрушев, 1958, 1959₂). Эта молодая, преимущественно полиметаллическая и редкометальная минерализация, генетически не связанная в отношении общности магматического очага с собственно скарново-рудным процессом, образует в районе и самостоятельные месторождения (Тургеневское).

В районе известны мелкие рудопроявления и других металлов. Примером могут служить Шалымское сурьмяное рудопоявление и Кочуринское рудопоявление киновари. Сурьмяная минерализация приурочена к зоне дробления северо-восточного направления, располагающейся среди известковистых и серицито-хлоритовых сланцев нижнего кембрия. Рудным минералом является антимонит, цементирующий брекчию из обломков окремненного известняка. Киноварная минерализация наблюдается среди пачки мраморизованных известняков. Известняки также нижнекембрийского возраста, и в пределах площади рудопоявления они в той или иной степени тектонически нарушены и частично закарстованы.

Ирбинская группа

Железорудные месторождения Ирбинской группы — **Центральное, Гранатовое и Безымянное** — расположены в юго-западных отрогах Восточных Саян, в 100 км к северо-востоку от Минусинска, вблизи Южно-Сибирской ж. д. Они известны с XVII в. В XVIII в. и в первой половине XIX в. на рудах Центрального месторождения с перерывами работал небольшой чугуноплавильный завод.

Геологическое строение, минеральный состав и генезис руд и скарнов месторождений этой группы освещаются в работах А. И. Александрова (1938), В. В. Богацкого (1956), Ф. Я. Пан (1959), В. А. Вахрушева и Н. В. Соболева (1963) и других.

Основу геологического строения района месторождений составляет сложный комплекс эффузивно-осадочных пород среднего кембрия, прорванный сиенитовым плутоном девонского возраста. Периферическая часть последнего, особенно в пределах рудного поля, представлена очень пестрой по составу и структуре гаммой пород: граносиениты, гранодиориты, кварцевые диориты, диориты, габбро-сиениты и т. п. В основном к зоне непосредственного контакта интрузива с породами кровли или их ксенолитами и приурочены скарново-рудные тела рассматриваемых месторождений. Интенсивному скарнированию и оруденению подверглись мраморы и эффузивно-туфогенные образования вмещающей толщи, так же, как и частично породы активной интрузии.

Форма рудных тел линзовидная, нередко с кулисообразным расположением одних магнетитовых линз относительно других (Центральное месторождение). Все магнетитовые тела оторочены скарнами гранатового и пироксенового составов. При этом в сложении рудной зоны исключительная роль принадлежит гранатам. Основной текстурный узор скарново-рудных образований обусловлен этим минералом. Таковы образующиеся гранатом текстуры скарнов и руд, как друзовые, кокардовые, брекчиевые, прожилковые и др. Гранат представлен двумя генерациями: дорудной, отложившейся одновременно с пироксеном до магнетитового

этапа минерализации, и послерудной. В количественном отношении преобладает последняя генерация граната, что является одной из минералогических черт месторождений рассматриваемой группы. Судя по форме залегания и некоторым особенностям состава скарновых минералов вообще и зональных гранатов в частности, скарны преимущественно образовались инфильтрационным путем (Вахрушев, Соболев, 1963). Из апо-скарновых нерудных минералов присутствуют амфиболы, эпидот, хлорит, кварц и некоторые другие. Рудные минералы, помимо магнетита и мушкетовита, в основном представлены пиритом, халькопиритом и пирротинном, а из редко встречающихся — сфалеритом, галенитом, пантландитом, арсенопиритом и валлеринитом.

Скарны и руды пересекаются дайками сиенит-порфиров, порфиритов и т. п., которые рассматриваются жильной фацией сиенитовой интрузии.

Краснокаменная группа

Месторождения Краснокаменной группы расположены в 10 км к западу от г. Артемовска, в районе горы Красный Камень. В ее состав входят месторождения: **Рудный Каскад**, **Одиночное** и **Моргоз**. Описание геологического строения месторождений, вещественного состава руд и других особенностей кратко дано в работах Ф. Я. Пан (1959), А. В. Капинос (1959), Г. А. Крутова (1960).

В геологическом строении района принимают участие вулканогенно-осадочные породы от кембрийского до девонского возраста и интрузивы, представленные, с одной стороны, граносиенитами и сиенит-порфирами горы Красный Камень, с другой, — Канзыбинским гранодиоритовым массивом. В пределах экзоконтактовой зоны последнего расположены все месторождения группы.

Морфологически рудные тела представляют собой пластообразные, утолщенные, линзообразные, столбообразные и гнездообразные залежи. Они находятся среди вмещающих Канзыбинский массив пород (Одиночное), в непосредственном контакте с последними (Рудный Каскад, Моргоз) или даже внутри интрузива (Восточный участок месторождения Рудный Каскад). Глубина залегания внутриинтрузивных скарново-рудных тел определяется исключительно глубиной залегания ксенолитов кровли.

Основными вмещающими породами рудных тел Одиночного месторождения считаются альбитофиры. Путем инфильтрационного замещения толщи альбитофиров по серии тектонических нарушений образуются скарны пироксенового и гранат-пироксенового состава.

Широко развиты в пределах рудного поля жильные проявления, как доскарновые (диоритовые порфириты), так и молодые послерудные (диабазовые порфириты). Оруденению в основном подверглись скарнированные альбитофиры, в меньшей степени — скарнированные эффузивы основного состава (различного рода порфириты), и только в единичных случаях (скв. 47) устанавливается, что скарны и магнетитовые руды образовались по карбонатным прослоям. Об этом говорят многочисленные гнезда кальцита среди сливных гранатовых скарнов и агрегатов магнетита, а также ритмически-полосчатые текстуры кальцит-магнетитовых разностей руд, чего совершенно не наблюдается в других участках Одиночного месторождения.

Литологический состав пород участка месторождения Рудный Каскад несколько иной. Здесь преобладают известняки, песчаники, туфы, алевролиты, конгломераты и т. п. осинонской свиты (См₁₋₂). За счет избирательного замещения карбонатсодержащих горизонтов, вероятно, и образовалась основная масса руд, особенно массивных. В составе скарнов заметно увеличивается роль гранатов.

Участок месторождения Моргоз сложен нижнекембрийскими мраморами с редкими прослоями порфиринов. С юга, востока и северо-востока мраморы оконтуриваются интрузивными породами гранитоидного состава, которые прорываются небольшой граносиенитовой интрузией (Пан, 1959). Скарново-магнетитовые тела приурочены к тектонически нарушенным участкам пачки мраморов.

Последовательность послемагматического минералообразования — обычная для месторождений данного генетического типа: скарны — магнетитовое оруденение — ассоциация водносиликатных апоскарновых минералов — сульфидная минерализация.

Сульфиды распространены ограниченно. Более высокие содержания пирита и отчасти халькопирита характерны для Центрального участка месторождения Рудный Каскад и ряда рудных залежей Одиночного месторождения. Содержание Со в пирите колеблется в широких пределах. Рудообразующий магнетит месторождений Одиночного и Рудный Каскад характеризуется повышенным содержанием титана при незначительных количествах других примесей.

Вопрос о генетических связях железооруденения с интрузиями для месторождений Краснокаменной группы окончательно не решен. Обычно в качестве железоносной интрузии рассматривается граносиенитовая интрузия массива горы Красный Камень (Поляков, 1962). Высказывается мнение и о генетической связи оруденения с Канзыбинским гранитоидным интрузивом, видимо, на том основании, что скарново-рудные тела отдельных месторождений, в том числе месторождения Рудный Каскад, нередко располагаются в контакте с породами этого интрузива. Вместе с тем подмечено, что на Восточном и Центральном участках того же самого месторождения Рудный Каскад магнетитовые залежи, выклиниваясь с глубиной, по падению сменяются штокообразными телами сиенит-порфинов и альбитофинов. При этом пересечений сиенит-порфирами рудных тел не обнаружено. Г. А. Крутов и др. (1960) считают сиенит-порфиры более молодыми по сравнению со скарново-магнетитовым оруденением и более древними по отношению к гидросиликатно-сульфидной минерализации, т. е. рассматривают их как внутрирудные образования. По данным упомянутых выше авторов, между альбитофирами, вмещающими рудные тела месторождения Одиночное, и сиенит-порфирами краснокаменной интрузии, обнажающейся вблизи месторождения, имеется большое сходство. Породы же канзыбинской интрузии — более древние как по отношению к скарнам и рудам, так и к вмещающим их альбитофирам и не имеют непосредственной генетической связи с процессами скарно- и рудообразования (Крутов и др., 1960). Можно привести и ряд других косвенных данных, свидетельствующих о вероятной генетической связи оруденения с краснокаменной интрузией, в частности, наличие в рудообразующем магнетите повышенных содержаний титана, т. е. такого элемента, которым очень богат акцессорный магнетит сиенитов горы Красный Камень.

На основании изложенного мы присоединяемся к мнению тех исследователей, которые связывают железооруденение с краснокаменной граносиенитовой интрузией.

Тейская группа

Тейская группа находится в южной части Кузнецкого Алатау, на его восточном склоне. В состав группы входят следующие месторождения и рудопоявления: Тейское, Абагасское, Тузухсинское, Ельген-Таг и Старый Хабзас. Из них самым крупным и наиболее изученным является Тейское месторождение, на базе руд которого построен рудник.

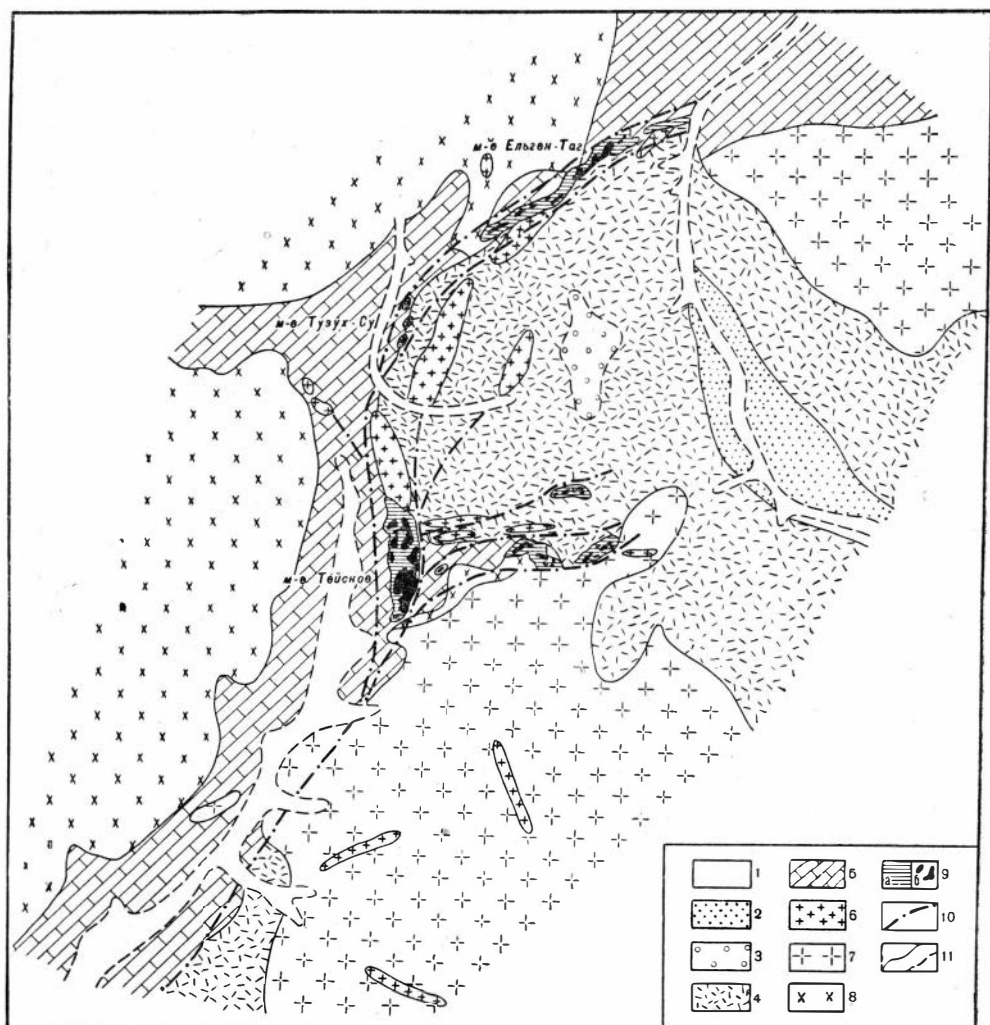


Рис. 33. Схематическая геологическая карта Тейского железорудного района (по Г. В. Полякову и А. Е. Телешеву, 1960)

1 — аллювиальные отложения; 2 — песчаники, сланцы и известняки (D_1^2); 3 — ортофиры (D_1); 4 — кератофиры и их туфы, диабазы, порфириды и т. п. (D_1); 5 — метаморфическая толща нижнего кембрия; 6 — сиениты (D_1); 7 — гранитоиды (Ст — S); 8 — габбро-перидотиты, габбро (Ст); 9 — скарново-рудные образования: а — околорудные метасоматиты; б — магнетитовые тела; 10 — тектонические зоны; 11 — геологические границы

Тейская группа месторождений изучалась многими исследователями в течение 30 лет со времени ее открытия (Баженов, Кюз, 1931; Дербилов, 1934; Лебедев, 1934; Меняйлов, 1935; Дусяцкий, 1954; Корель, 1958; Поспелов, Кинэ, 1959; Корель, Русанов, 1960; Кулешов, Горшков, 1960; Комаров, 1961, и др.).

В геологическом строении района, как видно из приведенной геологической карты (рис. 33), принимают участие осадочные и метаморфические породы нижнего кембрия и среднего девона и интрузивные образования. Среди последних выделяются додевонские Тейско-Шорский габбро-диоритовый, Хабзасский гранодиоритовый и Есинский гранитный интрузивы и относительно мелкие тела сиенитов девонского возраста, с которыми генетически связано железооруденение.

Месторождения Тейское, Ельген-Таг, а также рудопроявления Тузухсинское и Хабзасское четко приурочены к крупной субмеридиональной тектонической зоне, получившей наименование Тейского разлома. Вследствие большой протяженности разлома по простиранию эти месторождения и рудопроявления располагаются среди пород различного состава: доломитов, известняков, эффузивов, граносиенитов, габбро-диоритов и других. Рудные залежи Абагасского месторождения приурочены к двум субширотным нарушениям, оперяющим с востока главный по значению Тейский разлом.

Тейское месторождение

Скарново-рудная зона месторождения приурочена к участку сочленения Абагасских нарушений с Главным Тейским разломом. Интенсивная раздробленность и перемятость пород способствовали формированию в пределах этого участка крупных рудных тел. В целом

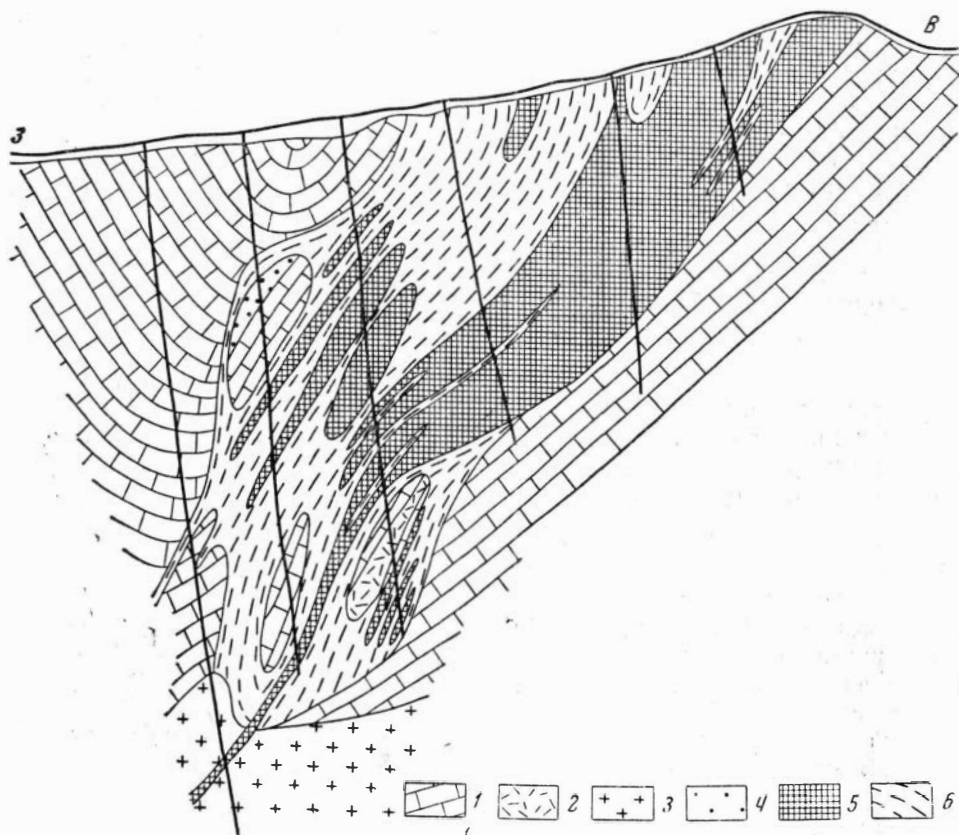


Рис. 34. Геологический разрез Тейского месторождения (по данным ГРП)

1 — известняки, доломиты, мраморы; 2 — фельзиты, ортофиры, кератофиры, туфы; 3 — сиениты;
4 — скарны; 5 — магнетитовые руды; 6 — гидротермально измененные породы

скарново-рудная зона имеет форму неправильной линзовидной залежи, дугообразно выгнутой на восток. Падение западное, на флангах пологое ($40-50^\circ$), в центре более крутое (55° и более). Общая длина зоны составляет примерно 1500 м при максимальной мощности 300 м. Прослежена она на глубину до 700 м, причем полного выклинивания орудене-

ния не установлено. Внутреннее строение зоны достаточно сложное. Она состоит из множества неправильно линзообразных магнетитовых тел, разобщенных метасоматитами и нередко блоками неизмененных или метасоматических слабоизмененных пород вмещающей толщи. Основная масса магнетитовой руды тяготеет к лежащему боку, отделяясь от неизмененных пород узкой полосой метасоматитов. Висячем боку большей частью располагаются скарны и другие метасоматиты и участки дробленых пород. Один из типичных разрезов через скарно-рудную зону месторождений приведен на рис. 34.

Скарны месторождения двух типов: известковые и магнезиальные. Известковые скарны пироксен-гранатового состава в основном образовались за счет алюмосиликатных, реже — карбонатных пород, магнезиальные — за счет доломитов или доломитизированных известняков.

Магнетитовое оруденение наложено как на известковые, так и на магнезиальные скарны. Однако наиболее благоприятными для замещения магнетитом оказались аподоломитовые магнезиальные скарны, на месте которых, по-видимому, и образовалась основная масса руд.

Широко распространенные серпентиновые и хлорит-флогопит-серпентиновые метасоматиты являются продуктами замещения магнезиальных скарнов, в том числе рудных, с образованием в последнем случае очень характерных для Тейского месторождения серпентин-магнетитовых, флогопит-серпентин-магнетитовых и т. п. разностей руд.

Таким образом, Тейское месторождение, генетически связанное с сиенитовой интрузией, по типу окolorудных метасоматитов относится к скарным. Промышленное магнетитовое оруденение в основном образовано по магнезиальным скарнам с последующим преобразованием последних в серпентиновые, хлорит-серпентиновые породы или в серпентин-хлорит-магнетитовые руды.

Тузухсинское месторождение

Месторождение находится в 2,5 км от Тейского месторождения на продолжении Главного Тейского разлома. Представлено пятью мелкими телами, расположенными вблизи Тузухсинского граносиенитового массива или в непосредственном контакте с ним.

Месторождение Ельген-Таг

Расположено на водоразделе рек Тузухсу и Хабзас, в 5 км к северо-западу от Тейского рудника. Оно состоит из серии магнетитовых тел линзовидно-пластообразной формы, расположенных среди карбонатных пород, частью на контакте с небольшим массивом щелочных кварцевых сиенитов.

Руды магнетитовые с незначительной примесью пирита и халькопирита. Из нерудных минералов преобладают карбонат, хлорит, флогопит. Серпентин, по сравнению с рудами Тейского месторождения, пользуется заметно меньшим распространением. Встречаются также скарны пироксен-гранатового состава. В пределах месторождения известны находки галенита, сфалерита, молибденита, пирротина, шмальтина, рамельсбергита и никелина. Все эти сульфиды и арсениды наблюдаются в виде очень редкой вкрапленности в метасоматитах и в прожилках карбонатов.

Рудопроявление Старый Хабзас

Расположено в 800 м к северо-востоку от месторождения Ельген-Таг на продолжении той же самой тектонической зоны. Единичными скважинами на глубине около 40 м от поверхности подсечено мало-

мощное рудное тело, залегающее в зоне контакта брекчированных карбонатных пород с сиенитами. Руды сульфидно-магнетитовые, массивные или неясно выраженной полосчатой текстуры за счет ориентированного распределения пирита. Из нерудных минералов, помимо обильного количества карбоната и отчасти серпентина, отмечается повышенное содержание апатита — до 5—8% от общей площади шлифов.

Абагасское месторождение

Рудные тела Абагасского месторождения концентрируются преимущественно в двух параллельных зонах (северной и южной), которые являются опережающими трещинными зонами Главного Тейского разлома. Форма рудных тел удлинненно-линзообразная, пальцеобразная

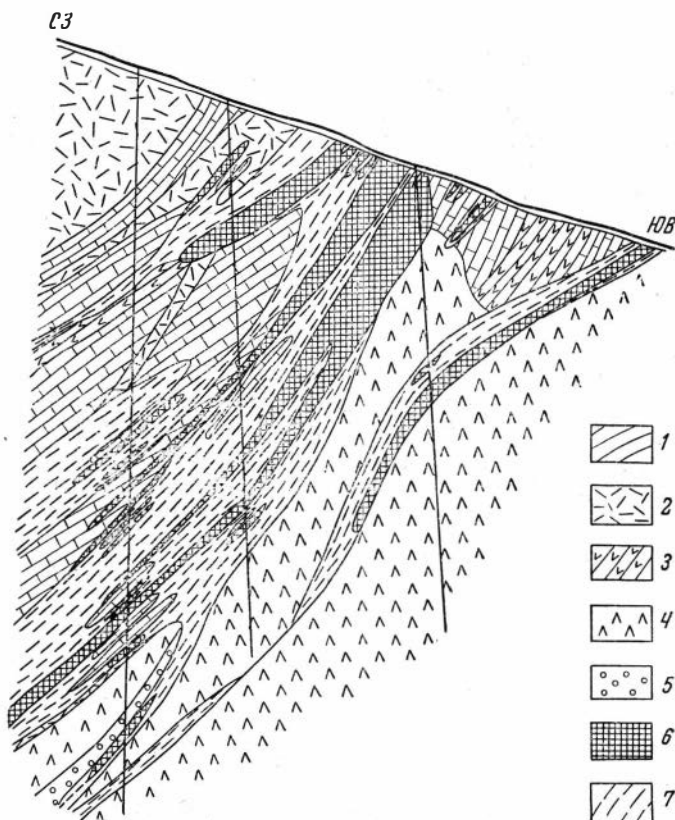


Рис. 35. Геологический разрез Абагасского месторождения (по данным ГРП)

1 — известняки, доломиты, мраморы; 2 — фельзиты, ортофиры, кератофиры, туфы; 3 — амфиболиты; 4 — габбро, габбро-диориты и т. п.; 5 — скарны; 6 — гематито-магнетитовые руды; 7 — гидротермально измененные породы

(рис. 35). Вмещающие породы — мраморы, доломиты, песчаники, диориты и образовавшиеся по последним амфиболиты.

Руды и окolorудные измененные породы этого месторождения по сравнению с таковыми остальных месторождений группы характеризуются рядом особенностей, главные из которых следующие:

1. Присутствие в больших количествах мушкетовита и гидротермального гематита, приобретающих нередко значение основных рудообразующих минералов.

2. Скарновые минералы — гранат, пироксен и в отдельных случаях ильваит и людвигит — развиты крайне неравномерно и в относительно небольших масштабах.

3. Магнетитовые или точнее гематит-магнетитовые руды, часто вкрапленной, прожилково-вкрапленной и пятнистой текстуры, в основном образовались путем замещения карбонатных пород.

4. Помимо сульфидов (пирит, халькопирит, значительно реже сфалерит, галенит и некоторые другие), важная роль в составе руд и окколорудных пород принадлежит актиноиту, хлориту и кварцу. Для гематит-магнетитовых (мушкетовитовых) руд и особенно слабооруденных магнетитом вмещающих известняков характерны часто встречающиеся гнездообразные скопления почти сплошного халькопирита размером 0,5 м и более.

5. Руды Абагасского месторождения заметно отличаются от руд других месторождений меньшим содержанием фосфора, титана, ванадия и других примесей.

Бедность руд титаном, фосфором, ванадием, присутствие в них большого количества мушкетовита и гематита, так же, как и более широкое развитие других минералов низкотемпературных стадий, обусловлены формированием Абагасского месторождения в верхних горизонтах вмещающих толщ и одновременно в удалении от Тейского разлома, несомненно игравшего роль основного рудоподводящего канала.

Абаканское месторождение

Месторождение расположено на юге Красноярского края, в пределах северо-западных отрогов Западного Саяна.

Первые литературные сведения о месторождении принадлежат К. И. Богдановичу (1893), В. С. Реутовскому (1905), М. А. Усову (1917, 1918), Ю. А. Кузнецову (1929₁), К. С. Филатову (1931). В последнее десятилетие изучением геологического строения и генезиса руд месторождения занимались В. В. Богацкий (1957, 1959_{1,2}), Г. А. Савицкий (1959), А. И. Ходюня и В. А. Колесников (1959), В. Н. Довгаль (1958), Н. Х. Белоус и В. М. Кляровский (1959), С. С. Лапин и В. Н. Шарапов (1961) и др.

Месторождение размещается на крыле крупной антиклинали, сложенной кембрийскими эффузивно-осадочными породами верхнемонокской и арбатской свит. В пределах собственно участка Абаканского месторождения развиты агломераты, граувакки, песчаники, глинистые сланцы, известняки и линзовидные тела андезитовых и авгитовых порфиритов.

В северной части рудного поля развиты девонские отложения, представленные преимущественно покровными эффузивами (порфиритами). Кембрийские и девонские породы прорываются гипабиссальной интрузией так называемых кварцевых альбититов и кварцевых олигоклазитов, по В. Н. Довгалю (1958). Необходимо заметить, что породы этой интрузии подверглись интенсивной метасоматической альбитизации и точное определение первичного состава и типа пород затруднительно. В районе месторождения закартированы три интрузивных тела. Наиболее крупное из них и одновременно наиболее близко расположенное к месторождению приурочено к сбросу между отложениями девона и кембрия и выходит на дневную поверхность в левом склоне р. Рудная Кеня, в 3 км к юго-востоку от рудных залежей месторождения.

Месторождение состоит из двух крупных рудных тел. Одно из них, Главное, длиной более 1 км при мощности от 4 до 70 м прослежено по падению до 600 м. Оно подчинено пликативным структурам отмеченной выше кембрийской вулканогенно-осадочной толщи. Среди пород послед-

ней большое значение в локализации оруденения отводится горизонтам известняков, которые контролируют все известные в рудном поле месторождения и рудопроявления (С. С. Лапин, Шарапов, 1961).

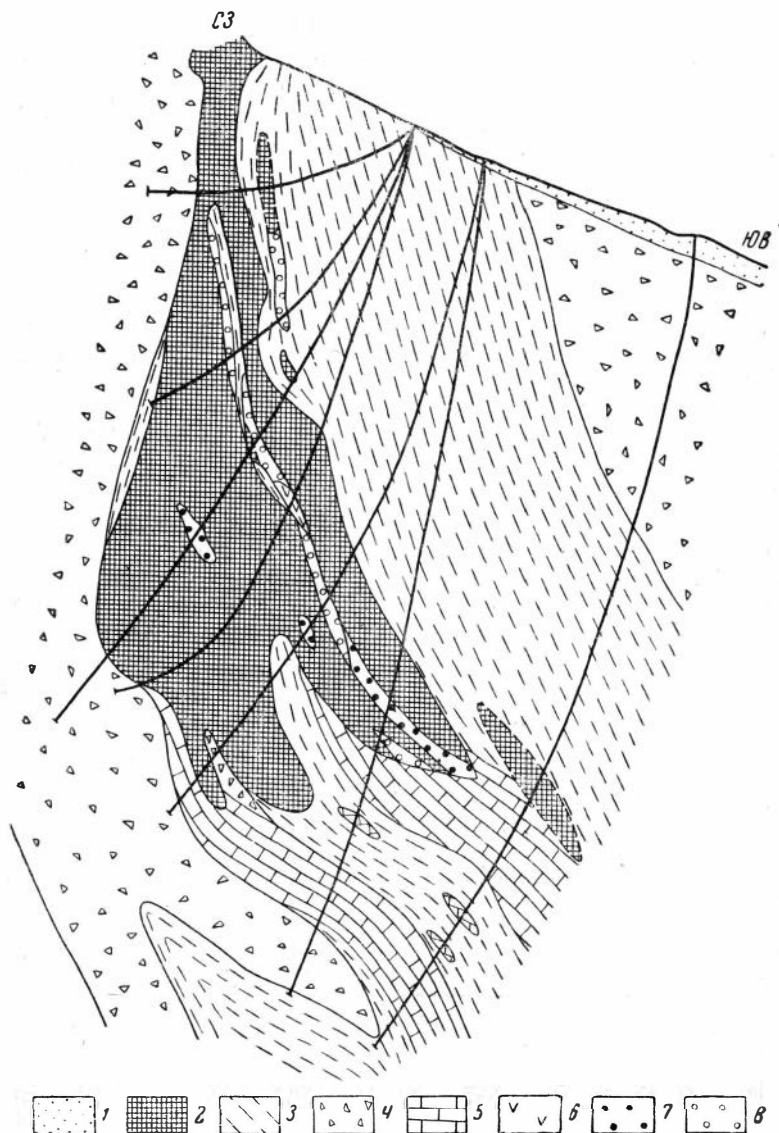


Рис. 36. Геологический разрез Абаканского месторождения (по данным ГРП)

1 — делювий; 2 — магнетитовая руда; 3 — аркозовые песчаники, граувакки, песчано-глинистые сланцы; 4 — агломераты; 5 — известняки; 6 — порфиры; 7 — рудные метасоматиты; 8 — безрудные метасоматиты

Наиболее выдержанным являются три горизонта известняков, за счет замещения которых образовалась главная масса магнетитовых руд, особенно массивных. Значение карбонатных горизонтов как литологического фактора локализации руд видно частично из приведенного геологического разреза месторождения (рис. 36). На продолжении рудных тел по падению отмечаются пластообразные залежи мраморизованных известняков.

Основная масса руд представлена пятнистыми и массивными текстурными разновидностями. Встречаются ритмически-полосчатые, или рябчиковые текстуры, образующиеся при замещении магнетитом известняков. Полосчатость руд, связанная с унаследованием первичной слоистости замещаемых пород,— редкое явление для Абаканского месторождения. В отдельно взятых рудных штуфах иногда полосчатость бывает обусловлена наложением поздней гидротермальной минерализации (карбонаты, кварц и др.) по серии параллельно ориентированных трещин.

На месторождении типичные скарновые минералы отсутствуют. Для околорудных измененных пород характерна ассоциация водносиликатных минералов (эпидот, актинолит, хлорит), образовавшаяся после отложения рудообразующего магнетита.

В составе руд в заметных количествах присутствует апатит, а из сульфидных минералов — пирит.

В качестве материнской интрузии всеми исследователями принимается отмеченная выше интрузия кварцевых олигоклазитов (альбититов), пространственно и генетически тесно ассоциирующая с комплексом эффузивных пород девона. В пользу этого предположения говорит и аналогия с рядом других железорудных месторождений окраин Минусинской котловины, пространственно и генетически тесно связанных с девонскими эффузивно-интрузивными комплексами.

Таким образом, формирование Абаканского месторождения, несомненно, происходило в удалении от контакта с рудоносным интрузивом среди пород вулканогенно-осадочного комплекса. Этим обстоятельством обусловлены некоторые черты морфологии рудных залежей и вещественного состава руд и околорудных метасоматитов, как, например, отсутствие скарнов при широком развитии водносиликатных ассоциаций минералов, пониженное содержание ряда элементов-примесей в рудообразующем магнетите и т. п.

В южной части рудного поля находится **Алексеевское магнетитовое** рудопоявление, приуроченное к небольшим по размерам, разрозненным линзам известняков. В состав околорудных пород этого рудопоявления наряду с эпидотом, актинолитом и другими водносиликатными минералами в отличие от собственно Абаканского месторождения в небольших количествах входят гранат и везувиан.

В заключение отметим, что отдельные исследователи, в частности Н. Х. Белоус и В. М. Кляровский (1959), высказывались за первично-эффузивно-осадочное происхождение основной массы руд Абаканского, Анзасского, Ирджинского, Тейского и многих других месторождений юга Красноярского края. Это мнение, не подкрепленное в должной мере фактическим материалом, не встретило поддержки со стороны большинства исследователей.

Критический анализ гипотезы осадочно-метаморфогенного происхождения железных руд упомянутых месторождений имеется в работах многих авторов (Лапин, Шарапов, 1961; Кулешов, Горшков, 1960; Поспелов и др.), что избавляет от необходимости вновь возвращаться к этому вопросу. Особенности поведения элементов-примесей в рудах вообще и в рудообразующем магнетите в частности, как будет показано ниже, полностью согласуются с представлением о метасоматическом происхождении магнетитовых руд рассматриваемых месторождений, в том числе и руд наиболее крупных из них — Тейского, Анзасского и Абаканского.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ, АССОЦИИРУЮЩИЕ С ГРАНИТОИДНЫМИ ИНТРУЗИВАМИ БАТОЛИТОВОГО ТИПА

Месторождение Самсон

Месторождение Самсон входит в Туимо-Карышскую группу скарновых месторождений, главную промышленную ценность которых составляют не железные, а медно-молибденовые или медно-молибден-вольфрамовые руды. Месторождение Самсон в отличие от других скарново-рудных месторождений является железорудным.

Все исследователи единодушно признают, что месторождение Самсон, как и все другие месторождения Туимо-Карышской группы, пространственно и генетически связано с Улень-Туимским гранитоидным комплексом, относящимся, по классификации Ю. А. Кузнецова (1961), к формационному ряду батолитовых гранитоидных интрузий.

Участок месторождения сложен эффузивно-осадочной толщей кембрийского возраста, прорванной породами отмеченного выше гранитоидного интрузивного комплекса. Разнообразие состава пород в районе месторождения (диориты, монзониты, сиениты) объясняется ассимиляцией пород кровли (известняков и других) или дифференциацией магмы на месте.

В зоне контакта интрузива с известняками и порфиритами располагаются крутопадающие линзообразные или штокообразные скарново-магнетитовые тела, имеющие в основном согласное с вмещающей толщей простираение (рис. 37 и 38).

Строение скарново-рудной зоны, по данным Л. Л. Виленского (1962), сложное. Частая перемежаемость известняков, магнетитовых руд и скарнов осложняется наличием дайкообразных тел порфиритов, сиенитов и апофиз диоритовой интрузии.

Состав скарнов в основном гранатовый и пироксен-гранатовый. Широко развиты осветленные околоскарновые диопсид-плагноклазовые породы с примесью титанита, апатита, иногда скаполита. Они развиваются по диоритам и другим разностям интрузивных пород и представляют собой внешнюю зону метасоматической колонки, образующуюся в ходе формирования самих скарнов. Локально наблюдаются мономинеральные амфиболовые скарны, концентрирующиеся исключительно в известняках верхних горизонтов южной части месторождения. В небольших количествах встречается волластонит, образующийся также только по известнякам.

Из сульфидных минералов в месторождении установлены: пирит, пирротин, халькопирит, арсенопирит, реже — сфалерит, галенит, молибденит. Имеются указания на присутствие самородного золота в рудах месторождения Самсон и других месторождений Туимо-Карышской группы. Распределение сульфидов неравномерное. Максимальные концентрации отмечаются в головах рудных тел и в местах их выклинивания с образованием массивных и жилообразных скоплений пирита, пирротина и арсенопирита мощностью до 1—2 м и более.

Из других особенностей руд можно отметить пониженное содержание титана и ванадия в магнетите, кобальта и никеля — в пирите и арсенопирите, хотя это месторождение расположено в непосредственном контакте с интрузивом и, судя по всему, образовалось при высокотемпературных условиях.

Последовательность минералообразования — обычная для скарновых месторождений. В начальный этап произошло образование скарновой ассоциации минералов (пироксен, волластонит, гранат). Магнетит наклаивался на скарны, а также развивался непосредственно по известнякам. В последнем случае образовались массивные руды с гнездами перекристаллизованного реликтового кальцита или без него. Встречаются

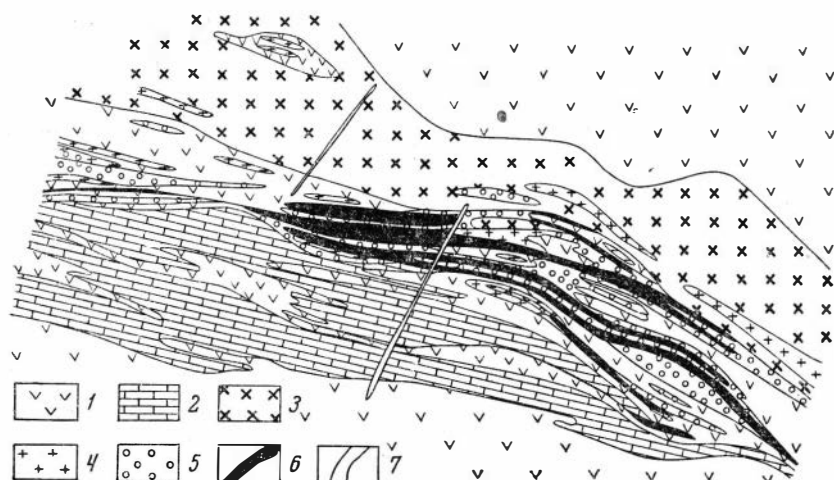


Рис. 37. Геологический план месторождения Самсон. Горизонт 300 м (по данным ГРП Красноярского геологического управления)

1 — порфириты; 2 — известняки; 3 — диориты; 4 — граносиениты; 5 — скарны; 6 — магнетитовые руды; 7 — спессартиты

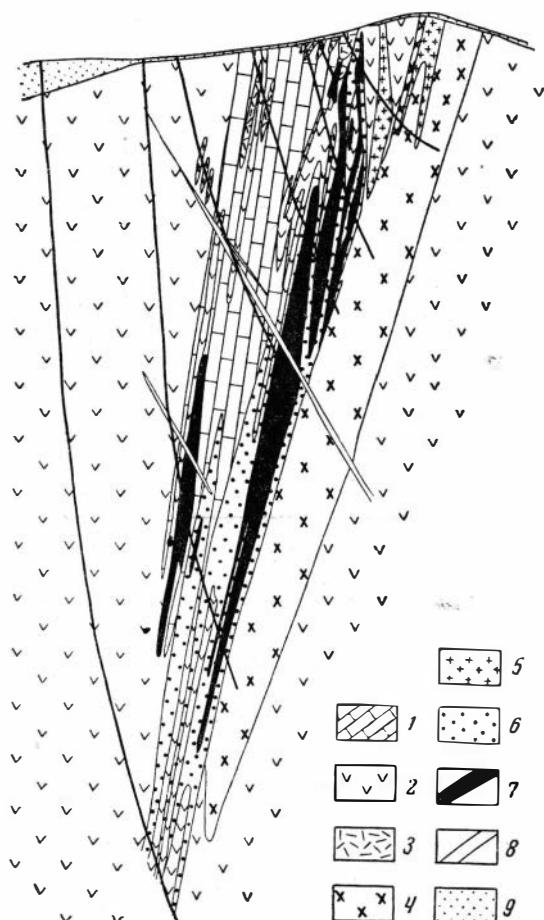


Рис. 38. Месторождение Самсон. Геологический разрез по разведочной линии 9 (по данным ГРП КГУ)

1 — известняки; 2 — порфириты; 3 — туфы; 4 — диориты; 5 — граносиениты; 6 — скарны; 7 — магнетитовая руда; 8 — спессартиты; 9 — делювий

и ритмически-полосчатые текстуры кальцит-магнетитовых руд. По скарнированным порфирирам, находящимся в переслаивании с известняками, формировались руды преимущественно вкрапленной, прожилково-вкрапленной и брекчиевой текстуры. С понижением температуры за счет разложения скарных минералов в незначительном количестве образовались актинолит, хлорит, гематит и другие апоскарновые минералы. В тот же период или несколько раньше отлагался ранний пирит и арсенипирит. С заключительной кварц-сульфидной стадией минералообразования связано образование позднего пирита, сфалерита, галенита и, возможно, самородного золота, из нерудных — кварца и кальцита.

Кроме месторождений и рудопроявлений Туимо-Карышской группы (Самсон, Киялых-Узень, Верхне-Туимское и другие), с Улень-Туимским гранитоидным комплексом генетически связано большое число других мелких месторождений магнетита скарного типа (Камыштинская, Чебаковская группы и другие). Большинство этих месторождений и рудопроявлений не изучено или имеет отрицательную промышленную оценку. Поэтому в дополнение к месторождению Самсон здесь мы кратко остановимся лишь на одном из них — Камыштинском.

Камыштинское месторождение

Месторождение расположено в предгорьях Кузнецкого Алатау на правом берегу р. Камышта (притока р. Абакан). Описано Ю. А. Кузнецовым (1929₂). В зоне контакта пестрых по составу (за счет ассимиляции известняков гранитной магмой) пород Улень-Туимского гранитоидного комплекса с кембрийскими карбонатными толщами вскрыта прерывистая скарновая зона преимущественно гранат-пироксенового состава. Среди отдельных участков скарнов встречаются небольшие штокообразные и жилообразные магнетитовые тела. Магнетит в виде тонкой сыпуче-где наблюдается и непосредственно в известняках вмещающей толщи; особенно в известняках ксенолитов интрузива. Магнетит руд Камыштинского месторождения, по нашим данным, отличается большой чистотой в отношении примесей титана, ванадия, марганца и других (приложение I, табл. 16).

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЖЕЛЕЗОРУДНЕНИЯ

Закономерности распределения контактово-метасоматических железорудных месторождений определяются сочетанием ряда факторов, главнейшими из которых являются магматический, литологический, стратиграфический и структурный факторы регионального и локального контроля железоруднения.

Исходя из генетического типа рассматриваемых месторождений, наиболее общие особенности их пространственного размещения прежде всего определяются закономерностями распределения материнских по отношению к железоруднению интрузивных комплексов. Как видно из приведенного выше фактического материала, по формационному типу материнских по отношению к железоруднению интрузивных комплексов месторождения Алтае-Саянской области могут быть подразделены на следующие основные группы: а) месторождения, ассоциирующие с интрузивными комплексами существенно габброидного состава; б) месторождения, ассоциирующие с интрузивными комплексами щелочного и субщелочного состава (сиениты, граносиениты); в) месторождения, приуроченные к гранитоидным интрузивным комплексам (интрузивы гранитоидных батолитов так называемого пестрого состава).

Наибольшее число крупных и очень крупных по запасам магнетитовых руд (до первых сотен миллионов тонн) месторождений включают

первая (Анзасское и другие) и особенно вторая (Тейское, Шерегешевское, Таштагольское, Ирбинское и другие) группы. Многочисленны месторождения третьей группы. Они характеризуются большей частью малыми и средними размерами (первые десятки миллионов тонн), однако при благоприятных горно-географических условиях представляют большую практическую ценность (месторождения Темир-Тельбесского железорудного района). Тесная пространственная приуроченность контактово-метасоматических железорудных месторождений к перечисленным выше комплексам интрузивных пород, несомненно, является отражением их генетической связи.

Исключительно важная роль в формировании и размещении месторождений принадлежит глубинным разломам, располагающимся обычно вдоль границ, разделяющих структурно-формационные зоны различной мобильности, консолидированные в разные эпохи складчатости. Глубинные разломы, являясь участками наиболее интенсивного вулканизма как в эффузивной, так и в интрузивной форме, определяют поясовое распределение магматических образований, в том числе интрузивов, в генетической связи с которыми находятся железорудные месторождения. Эти разломы, проникая на большую глубину, открывают возможности внедрения вдоль них магмы ультраосновного и основного состава и формирования генетически связанных с этими интрузиями месторождений и рудопроявлений хрома, никеля, титана. С продуктами основных магм (с габброидными интрузивными комплексами) и их дифференциатами — гранитоидами повышенной щелочности и основности — генетически связана и главная масса промышленных железорудных месторождений Алтае-Саянской складчатой области. Таким образом, глубинные разломы определяют поясовое размещение вдоль зон их проявления металлогении «фемического» профиля.

Поясовое распределение рудных месторождений вдоль зон региональных глубинных разломов исследователями подмечено уже давно. Применительно к Алтае-Саянской области на это обращали внимание В. А. Кузнецов (1954), Г. Л. Поспелов (1957, 1959), Е. А. Радкевич (1959). Г. Л. Поспелов наряду с глубинными разломами в общепринятом понимании этого термина выделяет «решетчатые трещинные структуры, частью сквозного, несогласного характера, как бы связывающие различные геотектонические этажи в одно целое» (Поспелов, 1957, стр. 21). Эти структуры, или сетчатотрещинные зоны, внешне выражены слабо, тем не менее, по Г. Л. Поспелову, играют весьма важную роль в закономерностях пространственного размещения эндогенных месторождений вообще и железорудных в частности.

Признавая важное значение региональных глубинных разломов в размещении железорудных узлов и месторождений, нельзя не отметить, что в пределах этих разломов вне пространственной связи с интрузиями не зафиксировано ни одного месторождения. Это обстоятельство служит дополнительным доказательством того, что интрузивы и ассоциирующие с ними железорудные месторождения порождены единым магматическим очагом, хотя и наблюдается значительное отставание процессов рудоотложения от процессов становления интрузивов.

Таким образом, ведущим фактором в размещении контактово-метасоматических месторождений в Алтае-Саянской области, так же как, очевидно, и в других регионах, служат интрузивные комплексы или формации определенных генетических типов.

Приуроченность железоносных интрузивных комплексов к региональным тектоническим зонам определяет, в свою очередь, и линейный характер группировки месторождений в пределах отдельных железорудных районов. Таковы месторождения Анзасской, Тейской, Кондомской групп, располагающиеся соответственно в пределах Анзасского (Шаман-

ского), Главного Тейского, Ташелгино-Кондомского разломов, месторождения Хайлеольское, Изых-Гольское и некоторые другие, приуроченные к линейно-вытянутой, крупной по протяженности Балыксинской тектонической зоне и другие. Вместе с тем размещение отдельных месторождений или рудных залежей в пределах железорудного узла или рудного поля прежде всего определяется сочетанием структурных факторов местного значения с литологическими особенностями вмещающих пород. Действительно, в пределах большинства железорудных районов наряду с наличием региональных тектонических зон широко распространены разнообразные дизъюнктивные нарушения, в одних случаях совпадающие со слоистостью толщ, в других — секущие их. Такие же типы нарушений сопровождаются перемятостью и дроблением пород, что способствует проникновению растворов из глубин и одновременно интенсивному проявлению метасоматоза вообще и рудного в частности.

В ряде железорудных районов в качестве одного из ведущих факторов локального контроля железоруднения выступают дизъюнктивы, развивающиеся около более крупных разрывных нарушений в связи с движениями по ним и сопрягающиеся с ними под острым углом. Примером может служить Абагасское месторождение, рудные залежи которого локализованы в области развития относительно коротких по простиранию, но глубоких по заложению разрывных нарушений, оперяющих с северо-запада Главный Тейский разлом (см. рис. 33).

Строгой приуроченности месторождений к каким-либо определенным складчатым формам не наблюдается. Железорудные месторождения и рудные узлы, как известно, встречаются как среди антиклинальных, так и среди синклинальных структур регионального характера, причем преобладают группы железорудных месторождений, развитые в синклинальных структурах (Поспелов, 1958₂, и др.). По отношению к структурным элементам отдельных складок месторождения и их группы занимают также различное положение. Одни из них расположены в крыльях синклинальных и антиклинальных складок (Абаканское месторождение, Тейская, Кондомская группы и другие), другие — приурочены к осевым частям антиклинальных складок (месторождения Темир-Тельбесского района, Тазской группы и др.).

Весьма важную роль в локализации оруденения играют структуры флексурного типа, обычно соединяющие воедино пластические и хрупкие деформации.

Рудные залежи образуются за счет замещения литологически различных пород. Большое число месторождений Алтае-Саянской области размещено в эффузивно-осадочных толщах пестрого состава. В их сложении, наряду с собственно эффузивами, большое место занимает пирокластический материал в виде агломератных и кластических туфов, вулканических брекчий, туфопесчаников, туфосланцев и т. п., часто с известковым материалом, а также многочисленные прослои и линзы мраморов.

Среди такого рода эффузивно-осадочных толщ, как это подмечено многими исследователями, расположение месторождений нередко контролируется прерывисто проявляющимися стратиграфическими горизонтами карбонатсодержащих пород, в том числе известняков. При полном замещении последних магнетитом создается впечатление о формировании целиком рудных тел на месте эффузивов. Однако очень часто на продолжении рудных горизонтов или внутри них сохраняются реликты карбонатсодержащих пород в виде останцев и гнездообразных обособлений. Исследованиями Г. Л. Поспелова и С. С. Лапина на примере ряда горношорских месторождений установлено, что карбонатные горизонты прерывисто продолжаются внутри интрузива в виде различных останцев, в какой-то мере сохраняя при этом простирание, падение, изгибы, и оказывают здесь влияние на размещение и морфологию рудных

тел. Такого рода внутриинтрузивные рудные тела, связанные с ксенолитами, известны в железорудных месторождениях других районов. Здесь уже, по существу, вступает в силу и литологический фактор, а именно: избирательное замещение известняков.

Благоприятная роль карбонатных пород в формировании скарново-магнетитовых месторождений в настоящее время признается подавляющим большинством исследователей. Это обстоятельство было подчеркнуто Л. Н. Овчинниковым (1960) и В. А. Дунаевым (1959) в отношении железорудных месторождений Урала, Г. А. Соколовым (1957, 1958), И. Г. Кочергиным (1962), А. М. Дымкиным (1962) в отношении магнетитового оруденения Тургайского прогиба и Ю. А. Сергийко и С. Г. Могомедовым (1962) — Восточно-Кокчетавского прогиба в Казахстане.

Железорудные месторождения, особенно скарнового типа, не только в Горной Шории, но во многих других районах Алтае-Саянской области чаще всего образуются в результате замещения непосредственно карбонатсодержащих пород или через стадию их оскарнования. Наиболее богатые массивные магнетитовые руды, как правило, образуются на месте известняков или других карбонатсодержащих пород. Вместе с тем ни в коей мере мы не отрицаем возможности образования магнетитового оруденения на месте алюмосиликатных пород, в том числе и пород материнской интрузии. В Алтае-Саянской области есть месторождения (Анзасское, Таятское, Хайлеольское), магнетитовые руды которых в подавляющей своей массе образованы путем замещения интрузивных пород габброидного состава, предварительно подвергшихся интенсивному дроблению и метасоматическому преобразованию.

Особо благоприятными для локализации рудных масс являются места пересечения предрудных трещинных зон с карбонатными горизонтами в пределах контактовой зоны материнского интрузива. Сочетание этих трех факторов (двух структурных и литологического) приводит к формированию крупных столбообразных залежей или же сказывается на группировке рудных тел в виде серии пачек (Шерегешевское месторождение).

Как уже отмечалось, Алтае-Саянская область характеризуется длительной и очень сложной во времени и пространстве историей магматизма. В связи с этим для понимания особенностей размещения месторождений, так же, как и для обоснования стратиграфических поисковых критериев, важное значение имеет правильное решение вопроса о возрасте контактово-метасоматических магнетитовых месторождений или, другими словами, об эпохах промышленного железоруднения.

Проблемой выделения продуктивных в отношении железоруднения эпох магматизма интересовались многие исследователи. Так, М. А. Усов (1933, 1936) полагал, что все основные промышленные магнетитовые месторождения Западной Сибири имеют один, а именно, тельбесский, среднедевонский возраст. Взгляды М. А. Усова о существовании одной промышленно-железоносной интрузии в Западной Сибири впоследствии получили широкое распространение среди геологов. При этом в отношении возраста железоносных интрузий были разные мнения. Так, например, А. Н. Чураков считал единую железоносную интрузию каледонской (верхнесилурийской), М. А. Усов — тельбесской (девонской). И. А. Молчанов полагал, что нижняя возрастная граница этой единой железоносной интрузии столь неопределенна, что нельзя с достоверностью установить, является ли последняя тельбесской или каледонской. Ю. А. Кузнецов (1932) допускал, что как древняя верхнекембрийская, так и молодая тельбесская интрузии дали контактово-метасоматические месторождения железа и меди. Позднее эта мысль о разновозрастности горношорских месторождений развивалась И. В. Дербиновым, К. В. Радугиным и другими. В частности, К. В. Радугин считал,

что контактово-метасоматические руды Кондомского района связаны с сиенитовой интрузией верхнекембрийского, а Тельбесского района — с интрузией девонского возрастов.

В последнее время к мнению о существовании магнетитовых руд двух возрастов пришел В. В. Богацкий (1962) при анализе возрастных взаимоотношений магнетитового оруденения некоторых месторождений Восточного Саяна с интрузивными массивами. Так, по В. В. Богацкому, в пределах рудного поля Ирбинской группы «сэскарновое» оруденение генетически связано с гранодиоритами и является верхнекембрийским или нижнеордовикским, а наложенное на него гидросиликатное оруденение генетически связано с сиенитами и имеет среднедевонский возраст. Разновозрастность магнетитового оруденения В. В. Богацкий допускает и для ряда других месторождений Восточного Саяна. Вместе с тем Г. Л. Поспелов (1952) выступил с критикой представлений о существовании железоносных эпох в истории магматизма Алтае-Саянской области и пришел к отрицанию эффективности стратиграфического поискового метода для определения площадей при поисках контактово-метасоматических железорудных месторождений. По этому поводу он писал: «Старые гипотезы универсальности возраста железорудных, полиметаллических и других месторождений Западной Сибири не оправдали себя и сыграли даже в известной мере тормозящую роль при определениях перспективных поисковых площадей...» и далее: «Это явилось следствием не только слабой разработанности стратиграфических поисковых критериев, но и результатом теоретической переоценки значимости геохимической специфичности отдельных эпох вулканизма, с которыми связано привнесение из глубин в земную кору рудных материалов» (Поспелов, 1952, стр. 54).

С первым замечанием Г. Л. Поспелова о слабой разработанности стратиграфических критериев магматических комплексов трудно не согласиться. Возраст многих интрузивов, в том числе и тех из них, с которыми ассоциируют железорудные месторождения, является спорным. Определения абсолютного возраста интрузивных пород, правда выполненные в относительно небольшом количестве, не внесли желаемой ясности. Вместе с тем отрицание или резкое принижение роли геохимической (металлогенической) специализации магмы, с одной стороны, и закономерной приуроченности наиболее продуктивных в отношении железоруднения магматических комплексов к определенным этапам исторического развития Алтае-Саянской области, с другой, нельзя считать обоснованными фактическим материалом.

Как видно из изложенного выше, контактово-метасоматические железорудные месторождения Алтае-Саянской области (особенно крупные, промышленные), так же, как, видимо, и многих других железорудных провинций земного шара, в основном приурочены к интрузивным комплексам определенных формационных типов. Эти интрузивные комплексы и генетически с ними связанные железорудные месторождения возникают на определенных этапах длительного процесса превращения мобильной геосинклинали в стабильную складчатую область. Отражением стадийности магматизма в рамках отдельных циклов тектогенеза (салаир-каледонского, герцинского) служат максимумы эндогенного железоруднения, которые достаточно отчетливо выявляются при анализе имеющегося фактического материала. В палеозойской истории Алтае-Саянской складчатой области, таким образом, могут быть выделены четыре максимума, или «вспышки», эндогенного железоруднения, приходящиеся на кембрий, ордовик — нижний силур, средний девон и карбон — пермь.

Кембрийский возраст большинством исследователей принимается для железоносных интрузивных комплексов некоторых районов Горной

Шории (Кондомский район), средне-, верхнекембрийский возраст установлен для таятского габбро-диоритового комплекса (Восточный Саян), некоторые исследователи (Богацкий, 1962, и другие) верхнекембрийский-нижнеордовикский возраст предполагают для Анзасского габброидного комплекса. В генетической связи с этими интрузивными комплексами находятся соответственно железорудные месторождения Кондомской, Таятской (Кизирской) и Анзасской групп.

Нижнесилурийский или ордовикский возраст, по новым данным (Кляровский, 1953, 1956; Синяков, 1961, и другие), имеет магнетитовое оруденение Темир-Тельбесского района, генетически связанное с Тельбесским гранитоидным плутоном, которому в свое время М. А. Усовым (1936) и другими приписывался девонский возраст.

К девонскому, или, точнее, среднедевонскому, возрасту относятся исключительно продуктивные в отношении железооруденения интрузивные комплексы преимущественно субщелочного (граносиенитового) состава окраин Минусинского прогиба (ирбинско-краснокаменский, тейский и другие железоносные интрузивные комплексы).

В пределах Горного Алтая контактово-метасоматические месторождения (Инское, Белорецкое, Владимирское и другие) пространственно и генетически ассоциируют с дозмейногорскими малыми интрузиями габбро-диоритов и гранодиоритов, габбро-диабазов, относящимися, по В. А. Кузнецову (1963), к раннегерцинскому возрасту.

С этим интрузивным комплексом в известной мере сопоставим раннегерцинский, или, по В. А. Ункову (1958) и некоторым другим авторам, позднекаледонский, торгальский интрузивный комплекс Тувы, сложенный преимущественно основными (габброидными) и средними по составу породами. В генетической связи с малыми интрузиями торгальского комплекса наблюдаются скарново-магнетитовые образования, сопровождаемые подобно Владимировскому месторождению в Горном Алтае кобальтовым оруденением.

Характерно, что к отмеченным выше максимумам (эпохам) приурочено эндогенное железооруденение и других генетических типов. Так, среди нижнекембрийских осадочно-вулканогенных толщ Тувы известны железорудные месторождения эффузивно-осадочного генезиса и ископаемые прибрежные магнетитовые россыпи (Пинус, 1960², 1961). В Горном Алтае среди нижнекембрийских эффузивно-осадочных толщ (бостольская свита) А. Ф. Белоусовым (1961) описаны железо-марганцевое рудопроявление и многочисленные горизонты карбонатно-кремнистых пород, обогащенных магнетитом. Содержание железа в них достигает 8—10%, марганца — 2—4%. В Горном Алтае широко развиты эффузивно-осадочные и гидротермальные железорудные месторождения в генетической связи с девонской вулканической деятельностью. При этом роль отдельных генетических типов железооруденения в различных регионах, или, точнее, структурно-формационных зонах неодинакова. Например, в девонский период в восточных районах Алтае-Саянской области железооруденение проявлено в виде контактово-метасоматических магнетитовых месторождений, в западных районах (Горный Алтай) — в виде месторождений гематитовых и гематит-магнетитовых руд эффузивно-осадочного (Калгута, Коргон) и гидротермального (Рудный Лог) генезиса, в то время как собственно контактово-метасоматические месторождения в этом районе почти не представлены за исключением мелких рудопроявлений магнетита в скарновых зонах в контакте с некоторыми гранитоидными массивами.

Сказанное в известной мере относится и к титаномагнетитовому оруденению в сложнодифференцированных габброидных массивах (Патын, Куль-Тайга, Лысогорский, Харловский и другие), становление которых согласно существующим среди геологов представлениям о их возрасте

происходило в те же этапы, или стадии, магматизма, к которым максимально приурочено железорудное контактово-метасоматическое, эффузивно-осадочное и гидротермальное генетических типов. Однако из-за неопределенности возраста многих титаноносных габброидных массивов более определенно об этом говорить трудно.

В целом из приведенного выше материала более или менее отчетливо намечается приуроченность эндогенного железоруднения Алтае-Саянской области к двум этапам (или стадиям) развития отдельных циклов тектогенеза (салаиро-каледонского, герцинского).

1. К ранним, отвечающим периоду геосинклинального прогибания, сопровождаемому заложением или подновлением ранее существовавших глубинных разломов, расположенных часто по границам разновозрастных структурно-формационных зон. Как уже отмечалось выше, к этим разломам приурочены железоносные интрузивные комплексы и ассоциирующие с ними железорудные месторождения.

2. К наиболее поздним этапам, связанным с затуханием геосинклинального режима данного цикла развития и с переходом тех или иных участков в платформенное состояние. Глубинные разломы на этом этапе контролируют очаги интенсивной вулканической деятельности и, как следствие этого, определяют особенности размещения в пространстве и времени железоносных магматических комплексов и генетически связанных с ними железорудных месторождений эффузивно-осадочного, контактово-метасоматического и гидротермального типов.

Естественно, что максимумы, или эпохи, железоруднения не проявились одновременно на всей территории Алтае-Саянской области. Тем не менее для отдельных регионов или структурно-формационных зон (обладающих сходной геологической историей) отмеченные закономерности могут быть использованы в качестве стратиграфического фактора контроля эндогенного железоруднения.

В заключение отметим, что на закономерную приуроченность различных типов изверженных пород и ассоциирующих с ними месторождений полезных ископаемых к определенным этапам геологического развития той или иной территории земного шара в разное время обращали внимание многие советские геологи, в том числе Н. М. Страхов (1947), Ю. А. Билибин (1955), В. А. Кузнецов (1957), Г. В. Пинус и В. А. Кузнецов (1958), В. И. Смирнов (1962, 1963) и другие. В отношении железорудных месторождений эти представления нашли отражение в работах геологов Урала (Овчинников, 1960; Пронин, 1962, и другие), Сибири (Богацкий, 1962 и другие) и других районов Советского Союза.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РУД И ИЗМЕНЕННЫХ ОКОЛОРУДНЫХ ПОРОД ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ НЕКОТОРЫХ ТИПОВ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Минеральный состав железных руд и измененных околорудных пород контактово-метасоматических месторождений Алтае-Саянской области отличается большим разнообразием, которое обусловлено сложностью процесса их формирования. Степень изученности его далеко не достаточна. Слабо был изучен химический состав минералов, в том числе таких распространенных в железорудных месторождениях, как гранаты, пироксены, магнетит и другие. Это и не удивительно. Геологические исследования железорудной базы в Алтае-Саянской области проводятся, по существу, всего лишь несколько десятков лет. Они, как известно, тесно связаны с подготовкой рудной базы Кузнецкого металлургического комбината. Вместе с тем за период с 1948 по 1963 г. в Алтае-Саянской области открыто более 40 месторождений и среди них такие крупные, как Инское, Анзасское, Ампалыкское и другие. Открытие новых промышленных по своему масштабу месторождений продолжается.

Не претендуя на исчерпывающее минералогическое описание железорудных месторождений Алтае-Саянской области, мы в настоящем разделе приводим краткую характеристику состава, количественного распространения, форм выделений и особенно взаимоотношений и преобразований минералов, участвующих в сложении скарново-железорудных тел.

Материалом для минералогического описания послужили главным образом результаты личных исследований по изучению минералого-геохимических особенностей первичных руд многих железорудных месторождений области. Частично были использованы имеющиеся данные по минералогии руд и предшествующих исследователей.

Список минералов с подразделением на три группы — главные, второстепенные и редкие — приведен в табл. 3. Эта таблица — обобщающая, она лишь с известной долей условности отражает распространенность минералов в целом для Алтае-Саянской железорудной провинции и, разумеется, не может быть полностью, без оговорок и изменений, перенесена на отдельные месторождения.

Порядок описания минералов соответствует общепринятым минералогическим классификациям (Бетехтин, 1950, и другие). В отдельных случаях родственные или очень близкие по химической конституции минералы или их разновидности охарактеризованы совместно.

Во избежание многократных повторений при описании прозрачных минералов отметим, что определение показателей преломления выполнено в иммерсионных жидкостях при белом свете с использованием ме-

Минералы руд и околорудных метасоматитов

Группа минералов	Рудные	Нерудные
Главные	Магнетит, гематит, пирит, пирротин, халькопирит	Андрадит-гроссуляр, диопсид-геденбергит, полевые шпаты, скаполиты, эпидот-клиноцоизит, актинолит-тремолит, гастингсит, обыкновенная роговая обманка, биотит, флогопит, серпентин, хлорит, кальцит, кварц
Второстепенные	Сфалерит, галенит, арсенопирит	Волластонит, апатит, дашкесанит, аксинит, турмалин, шпинель, группа оливина, людвигит, гумит, клиногумит, мусковит, титанит, цоизит, флюорит, сидерит, анкерит, доломит
Редкие	Молибденит, пентландит, линнеит, глаукодит, лёллингит, раммельсбергит, теннантит, тетраэдрит, никелин, сафлорит, кобальтин, шмальтин, хлоантит, висмутин, халькозин, марказит, борнит, валлериит, кубанит, гудмундит, самородное золото, самородное серебро, самородный висмут, самородная сурьма, самородный мышьяк	Ксонотлит, циркон, хондродит, кордиерит, магнезит, брусит, антофиллит, везувиан, туллит, ильваит, тальк, гипс, ортит, шеелит, оранжит, анальцит, шабазит, томсонит, натролит, гейландит, десмин, морденит

тогда сравнения подвижности цветных полосок, что позволяет определять показатель преломления зерен для средней части спектра лишь немногим менее точно, чем в монохроматическом (Татарский, 1949). После каждого определения показатель преломления жидкости уточнялся с помощью рефрактометра. Для отдельных минералов (гранаты и некоторые другие), обладающих высокими показателями преломления, для определения последних использованы специально изготовленные высокопреломляющие жидкости.

Помимо оптического, химического и спектрального методов для исследования минералов в ряде случаев были также применены рентгеновский анализ и методы инфракрасной спектроскопии, выполненные в лабораториях Института геологии и геофизики СО АН СССР.

САМОРОДНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

В ряде железорудных месторождений установлены самородные элементы: золото, серебро, мышьяк, сурьма и висмут. Золото, серебро и висмут в 1958 г. описываются Е. А. Бабиной в месторождениях Ампадыкской группы. Висмут отмечен в рудах Инского (Селиверстова, 1959) и Верхне-Учеленского (Кинэ, 1958) месторождений. Самородные мышьяк и сурьма обнаружены в Темир-Тау, где они, по данным Кинэ (1958), в ассоциации с никелином и редким минералом гудмундитом наблюдаются в виде вкрапленности в кальцитовых жилках, относящихся к самым последним низкотемпературным фазам минерализации. Имеются указания на присутствие самородного золота в рудах некоторых месторождений Горной Шории (Уйзюкское и другие).

Все отмеченные здесь самородные элементы в железорудных месторождениях отмечаются в виде эпизодических находок, представляющих

лишь минералого-геохимический интерес. Исключением является Калиостровское месторождение в Кузнецком Алатау, где скарново-магнетитовые и скарновые тела пронизаны резко наложенным золотоносным кварцем. Это месторождение известно как промышленное золоторудное. Особенностью геологической позиции Калиостровского месторождения является то, что оно лежит в районе золоторудной зоны Кузнецкого Алатау.

СУЛЬФИДЫ, АРСЕНИДЫ И СУЛЬФОСОЛИ

Халькозин

Этот минерал совместно с кальцитом, кварцем, галенитом, борнитом, халькопиритом и гематитом установлен в жилах хризотил-асбеста Шалымского месторождения (Вахрушев, 1959₂). Взаимоотношения халькозина с борнитом (типичные графические прорастания или эвтектоидные структуры), так же, как и борнита с халькопиритом (решетчатые структуры), указывают на их образование в результате распада твердых растворов. Вторичные экзогенные минералы (ковеллин, лимонит и т. п.) в ассоциации с халькозином отсутствуют. Приведенные данные скорее указывают на эндогенное происхождение халькозина. Вероятно эндогенными следует считать и халькозин, обнаруженный нами в первичных рудах Шерегеша, также в графическом сростании с борнитом.

Существуют указания в фондовых геологических отчетах на присутствие халькозина в рудах некоторых других месторождений. Однако далеко не всегда можно однозначно решить, принадлежит ли халькозин к эндогенным или экзогенным образованиям.

Галенит

Галенит в том или ином количестве встречается почти во всех железорудных месторождениях Кондомской группы, в ряде месторождений Темир-Тельбесского района, в Инском, Белорецком, Амपालыкском и некоторых других месторождениях.

Среди скарново-железорудных месторождений Кондомской группы галенит наиболее распространен в Шерегеше (Вахрушев, 1958, 1959₂). В пределах Болотного участка этого месторождения в ассоциации с кальцитом, пиритом, сфалеритом, висмутином и алтаитом галенит резко накладывается на скарны и магнетитовые руды вдоль зон тектонических нарушений.

На Шалымском месторождении геологические условия нахождения галениновой минерализации следующие. Галенит наблюдается в виде вкрапленности в прожилках и в гнездообразных обособлениях кальцита среди руд и скарнов. В парагенезисе с пиритом, сфалеритом, висмутином и арсенопиритом галенит входит в состав кварцевых жил, приуроченных к зоне разлома, простирающейся в пределах рудного поля на сотни метров. В виде мелких гнезд крупнокристаллического сложения он наблюдается в эпидот-кварц-кальцитовых прожилках, секущих дайки послерудных кварцевых порфиритов (рис. 39). Наконец, в тесном сростании с кварцем и кальцитом метасоматически развивается по хризотил-асбесту (см. рис. 75).

В пределах Таштагольского месторождения галенит-сфалеритовая минерализация в основном приурочена к немногочисленным кварц-альбитовым и кварц-карбонатным жилкам мощностью 1—5 см. Жилки секут магнетитовые руды, сиениты, мраморизованные известняки и диабазовые дайки. Имеются указания на то, что с глубиной галенит-сфалеритовая минерализация среди скарново-рудных тел месторождения несколько возрастает, особенно в западной части месторождения.

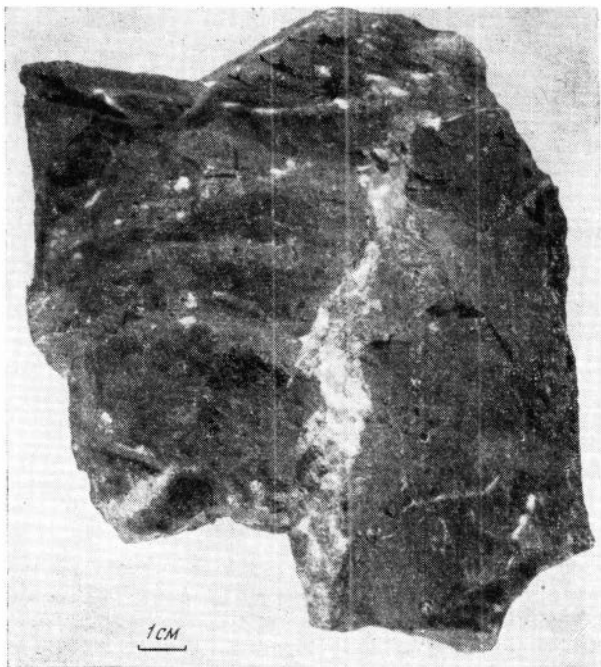


Рис. 39. Штуф кварцевого порфирита (из дайки) с галенито-кварцево-кальцитовым прожилком, Шалымское месторождение

Галенит отмечается в ряде других месторождений Горной Шории, а также в Белорецком, Инском и Амपालыкском месторождениях. Мелкие проявления галенитовой минерализации известны в районе Тейской и Ирбинской групп месторождений. Вблизи Ирбинского месторождения очень редкие, до 5 см в поперечнике гнезда крупнокристаллического галенита приурочены к тектонической зоне, залеченной кварцем, флюоритом, баритом и кальцитом.

Из элементов-примесей в галенитах постоянно присутствует серебро, висмут, медь и железо. Часто отмечаются также цинк, кадмий, сурьма и марганец, значительно реже молибден, хром, никель и кобальт. В большинстве случаев эти элементы связаны с микроскопическими включениями посторонних минералов (сфалерита, халькопирита и других).

Алтаит

Изредка встречается в рудах Амपालыкского и Шерегешевского месторождений в сростании с галенитом и висмутином. Размер выделений колеблется от 0,01 до 0,2 мм. Под микроскопом в отраженном свете зерна алтаита вследствие низкой твердости (рельеф заметно ниже, чем у галенита) исштрихованы и в изобилии содержат темные точечные знаки, представляющие, возможно, треугольники выкрашивания.

Минерал оптически изотропен. В соседстве с галенитом он выглядит слабо-желтоватым (в справочниках для этого случая указывается зеленоватый оттенок), а галенит в сростках с ним воспринимается как нежно-сиреневый. Такое соотношение цветовых оттенков наблюдается также и в сростании алтаита с висмутином.

В образцах галенита с включениями алтаита спектрографически обнаружен в заметном количестве (линии средней интенсивности) теллур, а в висмутине — одновременно теллур и свинец, что подтверждает правильность диагностики описываемого минерала.

Алтаит и тесно ассоциирующие с ним галенит и висмутин относятся к наиболее поздним этапам гидротермального минералообразования и резко наложены обычно вдоль молодых тектонических нарушений на скарново-магнетитовые тела.

В обоих месторождениях алтаит нами обнаружен впервые.

Сфалерит

Повышенные концентрации этого минерала известны в горношорских месторождениях, особенно в Темиртауском и Шерегешевском. В заметных количествах сфалерит присутствует в Белорецком, Ампалыкском и некоторых других месторождениях. Обычно он тесно ассоциирует с халькопиритом, пирротинном, пиритом, галенитом, иногда с висмутином, блеклой рудой, а из нерудных — с кальцитом и кварцем.

Распределение сфалерита в пределах отдельных месторождений неравномерное и нередко подчиняется определенным закономерностям. Так, в Шерегешевском и Шалымском месторождениях основная масса сфалерита приурочена к зонам молодых нарушений, резко накладывающимся на скарново-магнетитовые образования. При этом зоны нарушения нередко выходят за пределы собственно магнетитовых тел, обуславливая появление обильной сфалеритовой минерализации в скалах, ороговикованных сиенитах, кератофирах, т. е. в пустых по отношению к железу породах.

В этих, как и во многих других, месторождениях в собственно магнетитовых рудах сфалерит встречается редко и в крайне незначительных количествах.

В Белорецком месторождении максимальные концентрации сфалерита нами были установлены среди известняков, подстилающих скарново-железородную зону. Интенсивность сфалеритовой минерализации в этих известняках также неодинакова — от рассеянной вкрапленности до участков, в которых сфалерит приобретает значение порообразующего минерала (30—40% от общей поверхности полированных шлифов). Характерно, что здесь другие сульфиды (пирротин, пирит, халькопирит и галенит) присутствуют в резко подчиненных (по сравнению со сфалеритом) количествах. Относительно много сфалерита в сульфидных, преимущественно халькопиритовых разностях руд, в которых содержание магнетита незначительно (15—20%).

Окраска сфалеритов изменяется в широких пределах: от светло-желтых, янтарных до темно-бурых или почти черных оттенков. Преобладают темноокрашенные разности сфалеритов (коричневые, бурые, черные). В Шерегешевском, Ампалыкском, Белорецком и в ряде других месторождений одновременно присутствуют сфалериты различного цвета. Различно окрашенные сфалериты встречаются либо отдельно друг от друга, либо совместно. В последнем случае светлоокрашенный сфалерит находится преимущественно в виде секущих прожилков или более крупнозернистых агрегатов при темном цвете основной сфалеритовой или галенито-сфалеритовой массы. Встречаются прожилки, в которых периферические части сложены темноокрашенным сфалеритом, центральные — светлым.

Как известно, цвет сфалеритов в основном зависит от примесей железа и, в меньшей степени, марганца: с увеличением содержания этих элементов сфалерит становится более темным — коричневым, бурым, черным. На окраску влияет также тончайшая вкрапленность других рудных минералов, в частности, галенита, халькопирита. Последний образует в некоторых сфалеритах эмульсионную вкрапленность и придает им зеленоватый оттенок.

Химический состав сфалеритов
(в вес.%)

Компоненты	6	832	991	209
Zn	46,26	50,57	—	—
Fe	12,45	10,35	13,14	5,12
Mn	0,45	1,60	1,57	0,03
Cd	0,088	0,07	0,054	0,10
Cu	Нет	Следы	—	—
S	—	32,72	—	—
Нерастворимый остаток	—	1,36	—	—

Анализы обр. 6, 832 и 209 выполнены в Химико-металлургическом институте СО АН СССР аналитиком О. Т. Боберковой; кадмий определен полярографическим методом И. Л. Рузиновой.

6 — сфалерит, темно-коричневый, месторождение Темир-Тау; 832 — сфалерит, коричневый, Шерегешевское месторождение; 991 — сфалерит, темно-коричневый, Шерегешевское месторождение; 209 — сфалерит, буровато-коричневый, Белорецкое месторождение.

В табл. 4 приведены неполные химические анализы некоторых сфалеритов. Темноокрашенные сфалериты Темиртауского и Шерегешевского месторождений сильно железисты и относятся к марматитам.

С помощью полярографического и спектрального анализов в сфалеритах определялся кадмий. Содержание его в подавляющем большинстве проб колеблется всего лишь в пределах от 0,03 до 0,1 %. Намечается тенденция, правда, не всегда отчетливо выраженная, к повышению концентраций кадмия в светлых (маложелезистых) сфалеритах по сравнению с более темноокрашенными их разновидностями. Высокие содержания кадмия в сфалерите из Шалымского месторождения, как показало микроскопическое изучение, обусловлено наличием в нем механической примеси экзогенного гринокита (CdS).

Из других примесей в сфалерите устанавливаются Co, Ni, Ag, Cu, Sb, Pb, иногда Mo, Sn, Bi. Присутствие многих из них связано с микроскопическими включениями в сфалерите других минералов (халькопирита, пирротина, галенита и т. п.).

Пирротин

Пирротин встречается в большинстве месторождений. В одних он присутствует примерно в равных количествах с пиритом или даже преобладает над последним (Анзасское, Хайлеольское, Шерегешевское, Белорецкое); в других пирротин в сравнении с пиритом имеет подчиненное значение (месторождения Тейской, Краснокаменской, Ирбинской групп) или полностью отсутствует (Таштагольское, Кочуринское, Самсон).

В рудах пирротин обычно образует вкрапленность и гнездообразные обособления совместно с халькопиритом, пиритом, а из нерудных — с кальцитом и кварцем. Реже встречаются линзы мощностью до 3—4 м, состоящие почти нацело из одного пирротина (Шерегешевское месторождение). На Таятском месторождении многочисленные прожилки и гнезда пирротина в ассоциации с халькопиритом и жильным кварцем обычно располагаются за пределами собственно магнетитовых руд, приурочиваясь к зонам дробления в роговообманковых порфиритах. Повышенное

содержание пирротина в этих породах является одной из причин магнитной аномалии на этом участке Таятского рудного поля.

Отложение пироксена, граната, подавляющей массы магнетита и, видимо, пирита предшествовало образованию пирротина. Все они обладают явным идиоморфизмом по отношению к пирротину и несут следы замещения последним. Сфалерит, халькопирит и галенит большей частью относятся уже к более поздним по сравнению с пирротинотворением образованиям. Вместе с тем наблюдаются тесные сростания пирротина с халькопиритом и сфалеритом, в том числе и эмульсионные и закономерно ориентированные выделения одного минерала в другом, свойственные структурам распада твердых растворов. Вероятно, часть пирротина образовалась одновременно с приведенными выше сульфидными минералами и даже после них. Очевидно, как отмечал А. Г. Бетехтин (1955), в процессе рудоотложения имеет место частая смена физико-химических условий минералообразования; при этом в осаждении из растворов пирротина, пирита и других сернистых соединений главную роль играет не столько температура, сколько изменение соотношения концентраций катионов металлов и анионов серы в растворах.

Постоянными примесями пирротина являются никель и кобальт, а также селен и теллур. Содержание первых двух элементов, изоморфно замещающих в кристаллической решетке минерала железо, обычно составляет десятые и сотые доли процента; содержание селена и теллура, изоморфно замещающих серу, находится в пределах тысячных и десяти-тысячных долей процента.

Никелин

Никелин известен в Тейском месторождении, где он в сростании с сафлоритом изредка встречается в составе наиболее молодых карбонатных жил. Для минерала характерны шаровидные, почковидные или изометрически неправильные выделения размером от 0,04 до 1 мм, состоящие из одного никелина или чаще из никелина и сафлорита (изотропного арсенида). В последнем случае почки имеют концентрически-зональное строение: внутреннее ядро сложено мелкозернистым агрегатом никелина, внешняя кайма — сафлоритом, что указывает на более позднее отложение сафлорита по сравнению с никелином. Об этом же свидетельствуют явления интенсивной коррозии никелина сафлоритом.

По данным О. Г. Кинэ (1958), никелин эпизодически встречается в месторождении Темир-Тау в виде редкой вкрапленности в жильном кальците в ассоциации с самородным мышьяком, самородной сурьмой и гудmundитом.

Оптические свойства никелина обычные.

Пентландит

Встречается редко. Известен в Ирбинском (Букин, 1955), Белорецком (Вахрушев, 1960), Мульгинском (Курцерайте и др., 1963), Инском и Таятском месторождениях.

В Ирбинском месторождении, по нашим наблюдениям, все находки пентландита приурочены к скарно-рудным образованиям, располагающимся в непосредственной близости от контакта с породами интрузивного комплекса. Выделения пентландита размером от тысячных долей до 0,1 мм находятся либо среди халькопирита (рис. 40), либо на стыке халькопирита со сфалеритом или кальцитом. Наряду с неправильно-изометричными зернами встречаются кристаллики пентландита, имеющие в разрезе форму квадрата или ромба. В относительно крупных выделе-

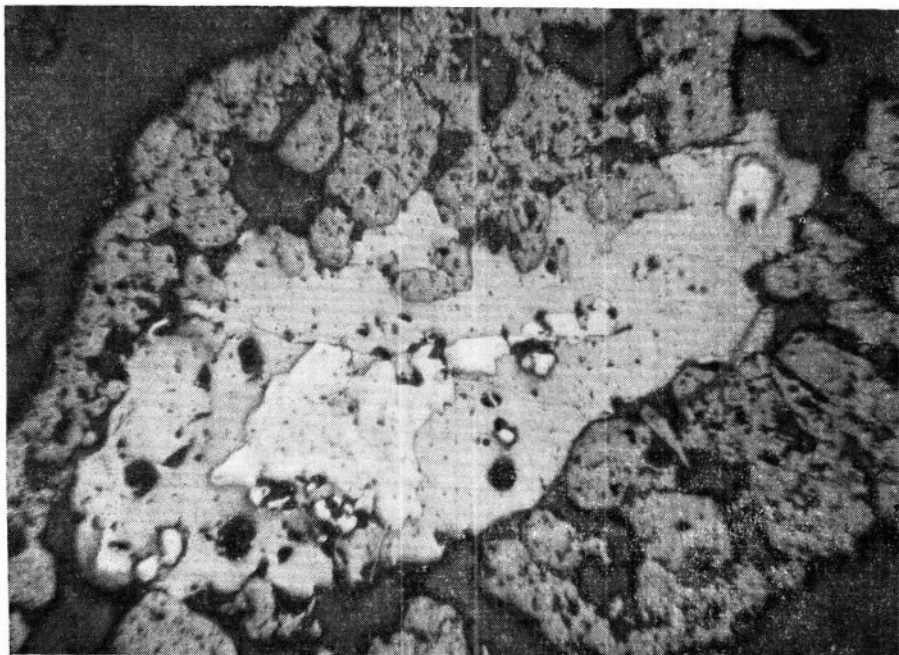


Рис. 40. Выделения пентландита (светлое в центре) среди халькопирита (светло-серое). Изометричные зерна темно-серого цвета по периферии — магнетит. Полированный шлиф, увел. 300, Ирбинское месторождение

ниях пентландита иногда наблюдаются включения очень мелких идиоморфных кристалликов пирита (возможно никелистого), рельефно выделяющиеся благодаря более высокой твердости и светлой окраске. В рудах Инского и Белорецкого месторождений пентландит нами встречен в нескольких шлифах в виде тонких пластинчатых выделений в пирротине, а в Таятском месторождении — в маломощных халькопиритовых жилах, рассекающих измененное габбро или непосредственно в последнем.

Минерал оптически изотропен, цвет — промежуточный между халькопиритом и пирротинном, рельеф выше халькопирита и резко ниже пирита. Сравнение с пентландитом Норильска показывает их полное сходство. Дает положительную химическую реакцию на никель.

Халькопирит

Халькопирит встречается в составе руд всех месторождений. Распределение его в пределах одного месторождения обычно крайне неравномерное. Обильные гнездообразные выделения халькопирита, составляющие в отдельных рудных штуфах до 30—40% от их массы, обычны для гематит-магнетитовых руд по мраморизованным известнякам Абагасского месторождения. В Белорецком месторождении наибольшие скопления халькопирита в ассоциации с кубанитом и валлериитом наблюдаются уже по периферии рудных тел среди бедных магнетитом разностей руд. В Таятском месторождении повышенные содержания халькопирита совместно с пирротинном наблюдаются в кварцевых жилах секущих вмещающих порфириды, т. е. уже за пределами собственно рудных залежей.

Для халькопирита исключительно характерны ксеноморфные выделения в промежутках между зернами магнетита (и мушкетовита), пирита, пирротина, граната, пироксена и т. п.

Также обычны каймы вокруг этих минералов с образованием в некоторых случаях петельчатой текстуры, рельефно отображающей, в свою очередь, структуру замещаемых агрегатов. Структуры замещения по пироксену, гранату, магнетиту, пириту и другим минералам весьма разнообразны вплоть до образования полных псевдоморфоз.

Обычны сростания халькопирита с пирротинном и сфалеритом. Можно выделить три вида сростаний халькопирита с этими минералами: 1) эмульсионная вкрапленность халькопирита в сфалерите или пирротине с закономерным распределением включений по кристаллографическим направлениям; 2) жсеноморфные выделения одного минерала в другом без признаков замещения; 3) халькопирит по трещинкам и с периферии явно замещает пирротин или сфалерит. Тесные взаимоотношения халькопирита с пирротинном и сфалеритом свидетельствуют об одновременности отложения этих сульфидов.

Из нерудных минералов халькопирит часто сопровождается кварцем, кальцитом, иногда поздним альбитом. Пржилки кварцевого, кварц-кальцитового, кварц-альбит-кальцитового состава с относительно крупными выделениями халькопирита (до 3—4 см) характерны для Кочуринаского, Таятского, Белорецкого и других месторождений.

С помощью химического анализа в халькопирите установлен селен и теллур. Содержание их в халькопирите (в %) следующее:

Месторождение	Se	Te
Белорецкое	0,009—0,046	0,01
Мульгинское	0,0032	0,0013
Абагасское	—	0,001

Спектральными анализами почти постоянно фиксируется серебро и часто цинк, свинец, марганец, реже кадмий, никель, кобальт, олово и некоторые другие элементы. Содержание цинка и свинца зависит от микроскопических включений сфалерита и галенита и сильно колеблется (от полного отсутствия до десятых долей процента). Присутствие кобальта в единичных пробах халькопирита Шерегешевского месторождения, вероятно, связано с включениями линнеита, а следы кадмия обнаружены лишь в тех пробах халькопирита, которые показали максимальные содержания цинка.

Борнит

Минерал редок. О борните Шерегешевского и Шалымского месторождений упоминалось в связи с халькозином. Кроме того, скопления мелких зерен (0,01—0,05 мм) этого минерала совместно с арсенопиритом, сфалеритом, галенитом и халькопиритом нами были обнаружены в кварцевой жиле, резко секущей рудные тела Шалыма, и в сульфидно-магнетитовых рудах Шерегеша. Неясность взаимоотношений борнита с халькопиритом при сростании их друг с другом (обычно между ними ровные линии контакта без признаков замещения одного минерала другим), наличие пластинчатых решетчатых структур распада и характерный парагенезис указывают на эндогенное происхождение борнита. Присутствие борнита отмечено в рудах месторождений Краснокаменской группы (Г. А. Крутов и др.), Инском (Селиверстова и др., 1959).

Валлериит

Этот минерал впервые установлен нами в сульфидно-магнетитовых рудах ряда месторождений — Шерегешевском, Белорецком, Инском, Ирбинском. Валлериит встречается почти исключительно в виде микроскопических включений (сотые и десятые доли миллиметра) в пирротине

и халькопирите или на границе раздела между ними с образованием прожилковых и типичных петельчатых структур замещения. В отдельных случаях валлериит, развиваясь по периферии зерен пирротина, четко выявляет реликтовую спайность последнего (Белорецкое месторождение).

Во вмещающих оруденение порфиритах Таятского месторождения развиты пирротин-халькопирит-кварцевые и пирротин-халькопирит-кальцитовые жилы. Редкие стрелковидные выделения валлериита в пирротине этих прожилков достигают 1—2 мм в длину.

Оптические свойства валлериита обычные. Двуотражение сильное: цвет меняется от светло-кремового до тускло-серого. Сильно анизотропен. Цвета в диагональном положении ярко-желтые. Рельеф промежуточный между пирротинном и халькопиритом.

Принято считать, что валлериит образуется в интервале температур 200—250° как промежуточный продукт распада твердых растворов CuFeS_2 — FeS . Это подтверждается постоянным парагенезисом валлериита с пирротинном и халькопиритом. Однако наблюдаемые структуры замещения пирротина валлериитом указывают и на возможность более позднего образования валлериита в связи с изменением режима серы в растворах.

Кубанит

Этот минерал обнаружен в сульфидно-магнетитовых рудах Шерегешевского и Белорецкого месторождений (Вахрушев, 1959₂, 1960₂). Он образует микроскопические пластинки в халькопирите. Иногда пластинки кубанита пересекаются между собою. Вне сростаний с халькопиритом кубанит не наблюдается. Оптические свойства минерала обычные.

Тесные сростания кубанита с халькопиритом обычно объясняются явлением распада твердого раствора. Распад смеси (халькопирит + кубанит) с выделением кубанита, по данным Шварца (1931), происходит при температуре 400—500°. Рамдор (1955), имея в виду опыты Борхерта (1934), эту цифру считает слишком преувеличенной и снижает ее до 250—300°.

В. А. Масленников допускает образование кубанита прямо из халькопирита в условиях сильной концентрации серы, повышенной температуры и динамических воздействий. В этом случае железо и медь халькопирита претерпевают такую «молекулярную перегруппировку вещества», которая приводит к образованию кубанита (Масленников, 1956).

Так или иначе наличие кубанита в рудах Шерегешевского и Белорецкого месторождений указывает на повышенные температуры, которые существовали после отложения халькопирита, во всяком случае выше 250—300°. В связи с этим заметим, что руды обоих месторождений в той или иной степени испытали термическое воздействие со стороны послерудных гранитных интрузий.

Линнеит

Линнеит отмечен Н. Г. Суминым в рудах Шерегешевского месторождения в виде мельчайших редких включений в пирите, пирротине и еще реже халькопирите и сфалерите и Ю. В. Индукаевым (1963) в рудах Хайлеольского месторождения в виде включений в халькопирите.

Висмутин

Висмутин обнаружен в Шерегешевском и Шалымском месторождениях (Вахрушев, 1959₂). В обоих месторождениях он наблюдается в виде редкой вкрапленности в гнездообразных обособлениях и прожилках кварц-кальцитового состава, располагающихся среди скарнов и руд.

Под микроскопом в отраженном свете висмутин белого цвета, с отражательной способностью, близкой к отражательной способности галенита. Твердость низкая. Минерал отчетливо двуотражает. При скрещенных николях наблюдается анизотропия с относительно слабым цветным эффектом в голубовато-серых и розовато-кремовых тонах.

Агрегаты висмутина, выделенные из протолок штуфов, характеризуются столбчатым обликом своих индивидов, белым свинцовым цветом и сильным металлическим блеском. В полированных шлифах обычны и ксеноморфные выделения висмутина, располагающиеся совместно с кальцитом в промежутках между скарновыми минералами. При этом минерал самостоятельно или вместе с халькопиритом проникает по трещинкам внутрь зерен граната или пироксена, образуя густую сеть тонких ветвящихся прожилков.

Из рудных минералов в ассоциации с висмутином, кроме халькопирита, чаще всего наблюдаются галенит, алтаит, пирит и пирротин. Там, где висмутин непосредственно соприкасается с галенитом, границы между ними ровные, без следов замещения одного минерала другим. Еще более ясны взаимоотношения между висмутином и халькопиритом. Взаимные обрастания зерен одного минерала другим и совместное их нахождение в прожилках свидетельствует об одновременности отложения их минералов, в то время как пирит и пирротин относятся к более ранним образованиям.

Спектрографически в висмутине Шерегеша установлен висмут ($\geq 1\%$), железо, медь, свинец и теллур (0,1—0,5%), сурьма и кальций (0,05—0,1%), кремний, серебро и марганец (тысячные доли процента). Свинец и теллур связаны с мельчайшими включениями алтаита, а медь и железо — халькопирита. Этот минерал также известен в рудах месторождений Амपालыкской группы и Инском месторождении.

Для висмутина всех месторождений характерен парагенезис с полиметаллической минерализацией.

Молибденит

Молибденит встречен в Шерегешевском, Шалымском, Белорецком, Инском, Амपालыкском месторождениях. Некоторые данные о его распространенности приведены ранее (Вахрушев, 1959_{2,3}, 1960₂).

На Шерегешевском месторождении вкрапленность пластинчатых выделений молибденита наблюдается в кальцит-эпидотовых жилах. Молибденитовая минерализация в пределах Шалымского месторождения наблюдается, с одной стороны, в составе маломощных кварц-кальцит-флюоритовых прожилков и примазок по трещинам отдельности вмещающих сиенитов и альбитизированных кератофиров, с другой, — в виде почковидных агрегатов размером от 1 до 10 мм в поперечнике (рис. 41—44).

Редко встречающиеся в природе колломорфные почковидные образования молибденита Шалымского месторождения впервые детально изучены и описаны нами в специальной работе (Вахрушев, 1959₃). Среди нерудных минералов, исключая скарновые образования (пироксен, гранат и т. п.), в ассоциации с этим молибденитом наблюдаются кварц, кальцит, флюорит и некоторые другие. Местами жильная масса настолько густо усеяна шарообразными скоплениями молибденита, что порода приобретает своеобразный облик оолитовой руды. Наиболее распространены мономинеральные молибденитовые сферолиты радиально-лучистого и концентрически-зонального строения. Концентрически-зональное строение сферолитов и почковидных выделений молибденита обычно настолько резко проявлено, что отчетливо наблюдается макроскопически на отполированной поверхности штуфов. Разные концентрические зоны

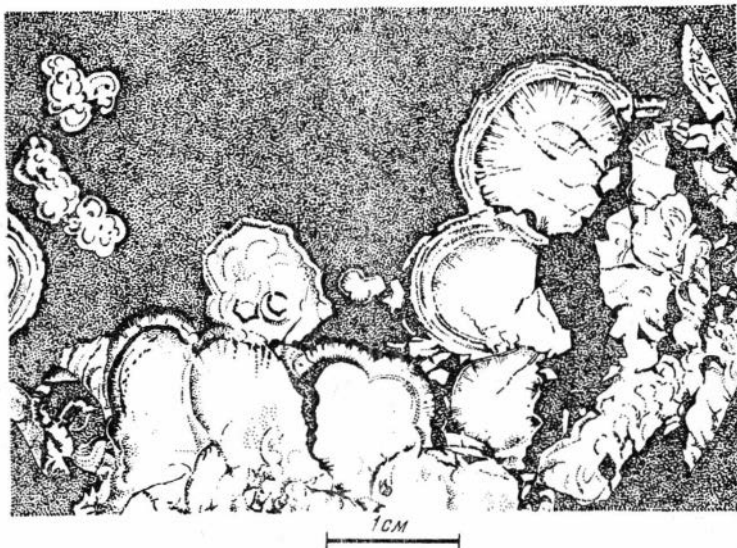


Рис. 41. Почковидные концентрически-зональные образования молибденита (белое) в кварце (серое). Полированный штуч, увел. 4, Шалмыское место-
рождение

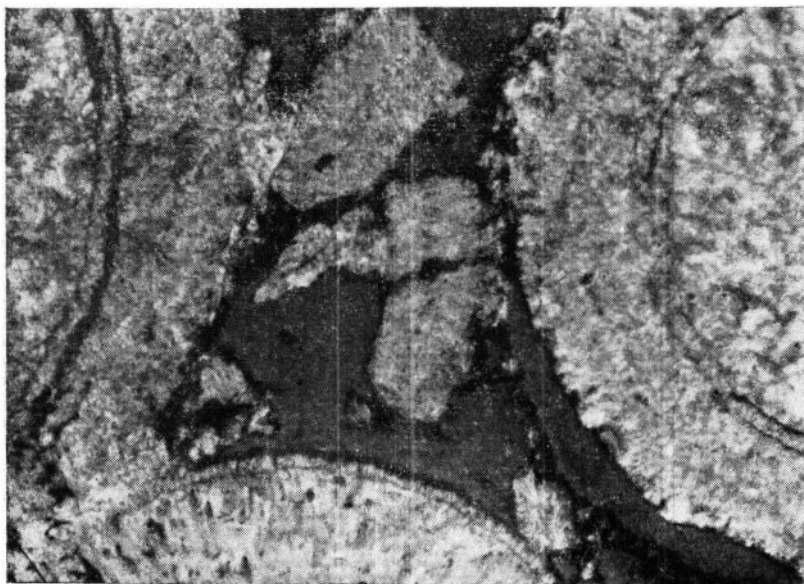


Рис. 42. Строение молибденитовых сферолитов (светлое). В центре располо-
жены отдельные обрывки молибденитовых концентров, сцементированные
нерудными минералами (темное). Полированный шлиф, увел. 40



Рис. 43. Кварц-молибденитовые сферолиты асимметричного строения. Черное — молибденит, серое — кварц. Прозрачный шлиф, ник. параллельны, увел. 15

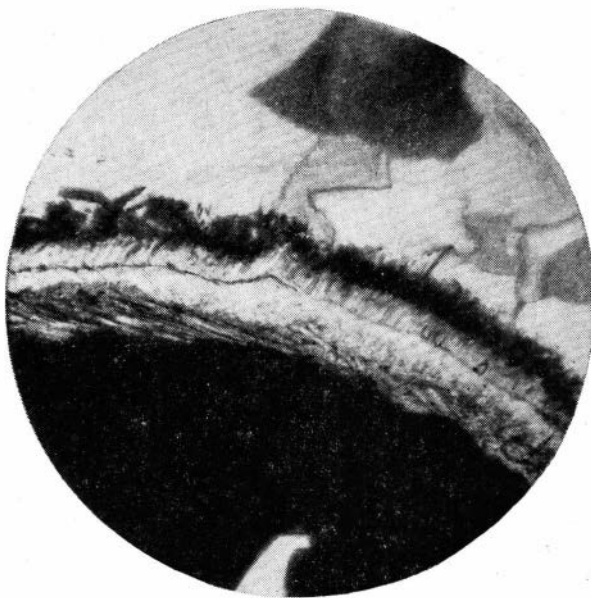


Рис. 44. Деталь кремнистого прослая в молибденитовом сферолите. Черное—молибденит, в центре — кварцит тонковолокнистого строения, вверху—зернистый жильный кварц.Прозрачный шлиф, ник. скрещены, увел. 38

стличаются друг от друга по степени зернистости, возникшей в результате раскристаллизации геля. Широко развиты сложные кварц-молибденитовые обособления разнообразного строения. В таких обособлениях обычно наблюдается чередование слоев молибденита с кварцем. При этом сферолиты нередко обладают асимметричным строением (рис. 44). Местами они состоят из мельчайших кремнистых обособлений в центре, обладающих, судя по разрезам, правильной шарообразной формой, и из молибденитовых оболочек. В кремнистых слоях, точно так же, как и в каплеобразных обособлениях, располагающихся в центре сферолитов, наблюдаются все переходы от тонковолокнистых агрегатов кварца и секторально-угасающего кварца до обычного зернистого кварца. Интересны концентры тонковолокнистого кварца своеобразного ельчатого сложения, наблюдающиеся в периферических частях некоторых молибденитовых сферолитов (см. рис. 44). При этом по направлению к центру агрегатов иногда наблюдаются клиновидные трещинки, выполненные тем же самым тонковолокнистым кварцем. Наблюдаются также молибденитовые или кварц-молибденитовые почковидные обособления на поверхности более крупных сферолитов молибденита или же на зернах кварца или кальцита. В последнем случае вместо шарообразного молибденита появляются полусферические, лентовидные извилистые выделения этого минерала с повторением контуров тех зерен, на поверхности которых происходит отложение минерального вещества.

В отдельных участках породы сферолиты колломорфного молибденита оказались частично механически разобщенными на отдельные части или лентовидные обрывки с последующей их цементацией кальцитом и кварцем (см. рис. 42).

В целом сферолитовые почковидные обособления молибденита по своим морфологическим особенностям и внутреннему строению тождественны типичным метаколлоидным образованиям, описанным в литературе для многих других минералов. На основании этого нами высказано предположение о коллоидной природе этих агрегатов. Это мнение было поддержано О. Д. Левицким, А. Г. Бетехтиным (1958) и рядом других специалистов в области рудогенеза.

При анализе геологических условий нахождения молибденитовой минерализации четко выявилась следующая закономерность. Молибденит встречается только в тех месторождениях, вблизи которых располагаются более молодые по сравнению с железооруденением массивы гранитов. При этом сами граниты и их производные содержат молибденит. Так, например, находки молибденита известны в кварцевых жилах, располагающихся в гранитах г. Мустаг. Нами молибденит был обнаружен в искусственных протолочках сарлыкских гранитов и в составе даек гранит-аплита, вскрытых карьером Главного участка Шерегешевского рудника. В гранитах Тигерекского массива молибденит обнаружен в районе как Белорецкого, так и Инского месторождений. В пределах последнего разведочными скважинами подсечен непосредственный контакт гранитов с магнетитовыми рудами. При этом молибденит наблюдается в виде тонких примазок по трещинам отдельности в перекристаллизованных под воздействием гранитной интрузии разностях магнетитовых руд и в виде вкрапленности в самих гранитах. З. В. Щербаковой молибденит был обнаружен и в гранитах Ампалыкского массива.

Приведенные данные определенно свидетельствуют о генетической связи молибденитовой минерализации с послескарно-рудными интрузиями гранитов.

Спектрографически в некоторых образцах молибденита установлены в количестве от следов (Инское месторождение) до 0,01—0,1% (Шерегешевское месторождение).

Во многих железорудных месторождениях необходимо различать два типа пирита, относящиеся к двум эпохам минералообразования — ранней, железорудной (или скарново-железорудной) и более поздней, сульфидной, наложенной на скарново-магнетитовые тела в связи с внедрением послерудных гранитных интрузий. Среди этих двух резко разновозрастных типов пирита, в свою очередь, можно выделить и ряд генераций, но все они являются более поздними по отношению к скарновым минералам и рудообразующему магнетиту.

Пирит первого типа в том или ином количестве постоянно присутствует в рудах всех месторождений. Формы обособления пирита весьма разнообразны: вкрапленность, сплошные полосы и струи, прожилки, ветвящиеся и образующие параллельные серии, и т. п. Реже пирит образует почти мономинеральные линзобразные тела мощностью в несколько метров (Шалымское месторождение и некоторые другие). В Ирбинском, Тейском и Шалымском месторождениях широко распространены агрегаты пирита пластинчатого облика (рис. 45). Их образование связано либо с замещением пиритом нерудных минералов удлиненно-призматического или пластинчатого облика, либо с развитием его в промежутках между пластинчатыми выделениями мушкетовита. В последнем случае обычны ответвления пирита и непосредственно в зерна мушкетовита по серии трещинок с образованием ячеечных или петельчатых текстур замещения (рис. 46).

Для пирита характерны метакристаллы. В большом изобилии метакристаллы пирита развиваются по мраморизованным известнякам в форме кубов и пентагональных додекаэдров размером до 1—3 см в поперечнике (месторождения Самсон, Абагасское и другие). Встречаются метакристаллы пирита по магнетиту (Белорецкое месторождение). В этом случае метасоматическая природа кристаллов пирита выступает особенно четко. Многие из них переполнены включениями вмещающего магнетита (рис. 47). Распределение включений большей частью неравномерное, кучное. Количество включений магнетита в некоторых случаях настолько велико (до 50% и более от всей площади среза зерен пирита), что метакристаллы приобретают типичную сотовую структуру. Большое число включений магнетита обусловлено тем, что метакристаллы последнего возникли благодаря проникновению растворов по границам мелких зерен магнетита, причем растворению подверглись преимущественно периферические части их, чем и обусловлена неправильная, округлая или яйцевидная форма включений. Во многих метакристаллах пирита наружные зоны бывают совершенно лишены включений магнетита, что по справедливому замечанию А. Д. Генкина (1963), свидетельствует о более интенсивном растворении магнетита в последние моменты формирования метакристалла. Обычны также и недоразвитые (скелетные) формы кристаллов пирита.

В пирротиновых разностях руд пирит в смеси с магнетитом возникает метасоматическим путем по пирротину (Ампалыкское и Шерегешевское месторождения). При этом встречаются псевдоморфозы по пирротиновым зернам пирита и магнетита с закономерным расположением новообразований по отношению к пирротину. В данном случае возникновение спаренных анионов $[S_2]^{2-}$, а вместе с этим и дисульфида железа происходит при условии выноса из кристаллической решетки пирротина части ионов железа, образующих самостоятельные минералы иного состава в ассоциации с новообразованиями пирита или марказита (Белов, 1953; Бетехтин, 1955₂).

Вместе с тем пирит как один из наиболее ранних по времени выделения среди сульфидов нередко замещается другими минералами.



Рис. 45. Пластинчатые агрегаты пирита (светлое) в гранатовом скарне (черное). Полированный штуф керна, Ирбинское месторождение



Рис. 46. Замещение мушкетовита (серые удлиненные зерна) пиритом (белое). Полированный шлиф, увел. 100, Ирбинское месторождение

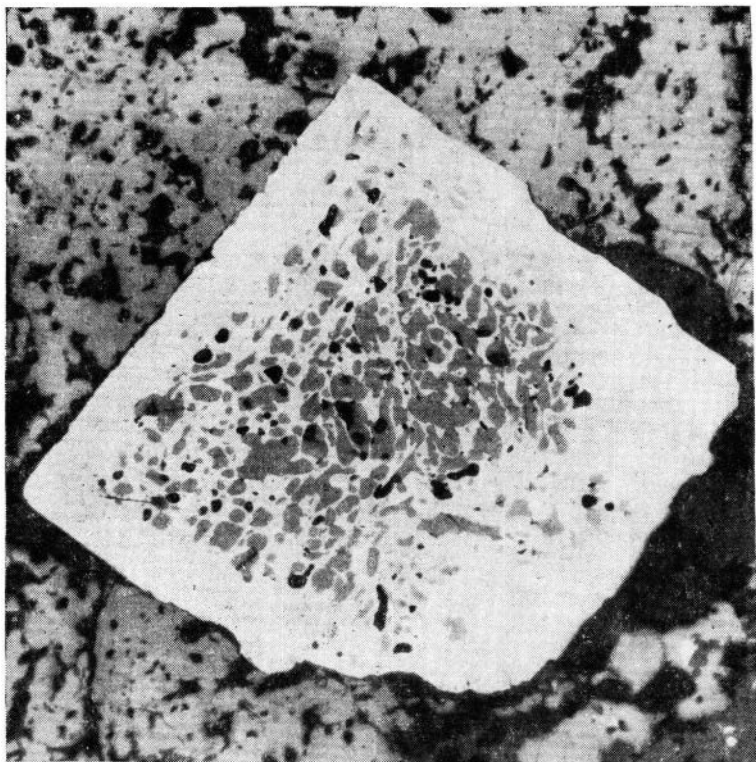


Рис. 47. Метакристалл пирита с включениями магнетита. Полированный шлиф, увел. 100, Белорецкое месторождение

Особенно резко проявлен процесс замещения пирита халькопиритом. Можно проследить все стадии замещения — от незначительного разъедания внешних контуров отдельных идиоморфных зерен пирита до почти полного замещения, когда на месте зерен пирита остаются только мелкие разъеденные точечные реликты. Иногда контуры минерала отчетливо сохраняются (рис. 48). Это явление псевдоморфизации, представляющее, по Д. П. Григорьеву (1955), один из типов химического изменения минералов. Преобразование пирита в халькопирит указывает на интенсивное воздействие на этот минерал медьсодержащих растворов.

Второй тип пирита, как уже отмечалось выше, генетически связан с послерудными гранитами, которые нередко пространственно ассоциируют с железорудными месторождениями. В качестве примера таких месторождений можно назвать Инское и Белорецкое — в Горном Алтае, Шерегешевское, Шалымское — в Горной Шории, Ампалыкское — в Кузнецком Алатау.

Этот пирит, самостоятельно или совместно с полиметаллической и редкометальной минерализацией, по наиболее молодым тектоническим нарушениям резко накладывается на скарны, магнетитовые руды, в том числе и на их разности, предварительно подвергшиеся уже термометаморфизму со стороны послерудных гранитов. Он встречается и в послерудных гранитах и их жильных производных. Наложение пирита на послерудные граниты в районах Инского и Белорецкого месторождений и в Кондомском районе отмечались нами уже неоднократно (Вахрушев, 1959₂, 1960₂, 1962).

Было выполнено около 500 количественных определений кобальта и никеля в пиритах железорудных месторождений. Оказалось, что пирит.

генетически связанный с гранитными интрузиями батолитового типа, очень резко отличается по содержанию этих элементов от раннего пирита, генетически связанного с железорудной эпохой минералообразования.

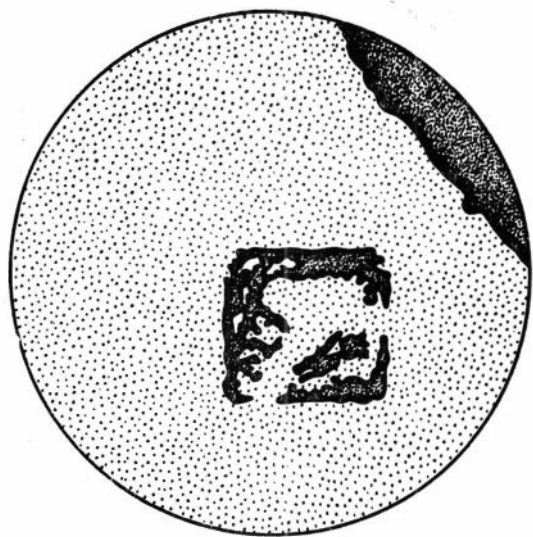


Рис. 48. Скелетная структура замещения пирита (зерно в центре) халькопиритом. Полированный шлиф, увел. 300, Кочуринское месторождение

Помимо кобальта и никеля спектрографически и с помощью химического анализа в пирите устанавливается присутствие меди, цинка, марганца, свинца, титана, серебра, висмута, реже олова, молибдена, ванадия и сурьмы, а также селена и теллура. Распределение отдельных элементов-примесей в пиритах подробно будет рассмотрено в главе 5.

В рентгеновской лаборатории Института геологии и геофизики СО АН СССР Н. И. Зюзиным для ряда образцов пирита, отличающихся друг от друга содержанием кобальта и никеля, были определены параметры элементарных ячеек a_0 (табл. 5).

Т а б л и ц а 5

Величины a_0 в пиритах

№ образца	Ni, вес. %	Со, вес. %	$a_0 \text{ \AA}$	№ образца	Ni, вес. %	Со, вес. %	$a_0 \text{ \AA}$
1	Следы	0,05	5,4155	4	0,01	1,0	5,4198
2	»	Следы	5,4156	5	0,12	0,22	5,4248
3	»	0,08	5,4168	6	0,39	0,21	5,4186

Оказалось, что величина a_0 не остается постоянной, а возрастает в тех пробах пирита, которые содержат кобальт и особенно никель. Увеличение a_0 в пирите пропорционально содержанию никеля (до определенных пределов) в настоящее время экспериментально доказано многими авторами (Грицаенко и др., 1953). При микроскопическом исследовании этих и других никель- и кобальтсодержащих пиритов из железорудных месторождений Алтае-Саянской области включения инди-

видуализированных минералов кобальта и никеля, за исключением чрезвычайно редких случаев, не обнаруживались. Очевидно, подавляющая масса кобальта и никеля в пиритах изоморфно замещает железо.

Марказит

Минерал мало распространен. Чаще всего образование марказита связано с разложением пирротина в экзогенных условиях. Гипогенный марказит отмечен в Шерегешевском, Белорецком (Вахрушев, 1959, 1960), Абаканском (Яхонтова, Груднев и др., 1961) и других месторождениях.

Кобальтин

Кобальтин очень редок. В заметных количествах известен лишь в Одрабашском месторождении, где он был впервые обнаружен и описан О. Г. Кинэ (1950, 1958). Здесь кобальтин спорадически дает вкрапления размером до 6 мм в скарнах, магнетите или кальцитовых гнездах в виде изометричных кристаллов, сростков друзовидной или неправильной формы, а также образует короткие жилки. В ассоциации с кобальтином обычно находятся кобальтсодержащие арсениды (арсенопирит, глауко-дот), а также кварц, кальцит, эпидот. По данным О. Г. Кинэ (1958), сульфиды, за исключением раннего пирита, замещают кобальтин. Известны единичные находки этого минерала и в некоторых других месторождениях области (Абаканское).

Лёллингит

Этот минерал известен в Ампалыкском месторождении. Здесь лёллингит обычно находится в тесном сростании с арсенопиритом, образуя тонкие прожилки, вкрапленность или мелкие гнездообразные обособления как среди магнетитовых руд, так и среди вмещающих их ороговикованных пород. Единичные находки лёллингита в ассоциации с арсенопиритом, саффоритом и блеклой рудой отмечены в рудах Абаканского месторождения. Оптические свойства минерала обычные.

Саффлорит

Саффлорит известен в Абаканском месторождении, где он в числе других арсенидов и сульфоарсенидов (шмальтин, арсенопирит, раммельсбергит) входит в состав преимущественно молодых кварц-кальцит-анкеритовых жил.

Кобальтсодержащий арсенид предположительно из группы раммельсбергит-саффлорит упоминается И. В. Дербиковым (1934) при описании минералогического состава руд Тейского месторождения. Проведенные нами дополнительные исследования показали, что действительно там имеется саффлорит, находящийся в карбонатных жилках в тесном сростании с никелином. Кроме того, в тех же карбонатных жилках встречаются и самостоятельные выделения саффлорита в виде характерных для этого минерала радиально-лучистых звездчатых сростков (рис. 49). Звездчатые сростки саффлорита, аналогичные изображенным на рис. 49, обнаружены нами при описании полированных шлифов руд Темиртауского месторождения (Восточное рудное тело). Здесь саффлорит наблюдается в виде вкрапленности в маломощных кальцитовых прожилках.

Макроскопически саффлорит подобно многим арсенидам имеет оловянно-белый цвет. Под микроскопом в отраженном свете в самостоятельных выделениях — белый, в соседстве с никелином приобретает нежно-голубой оттенок. Двуотражение слабое, от светло-голубоватой до светло-кремовой окраски. Анизотропия с цветовым эффектом от голубо-

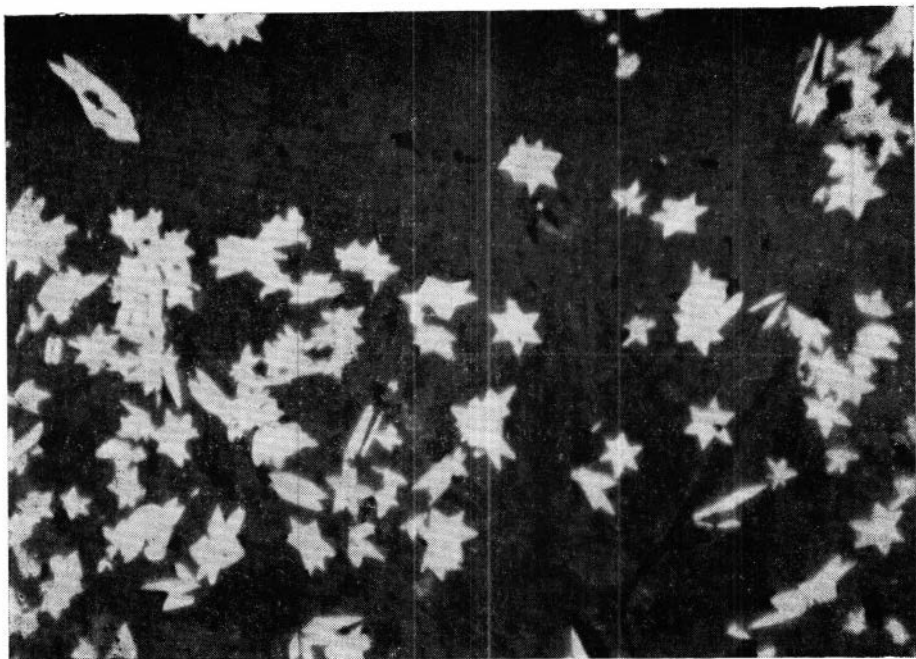


Рис. 49. Звездчатые сростки сафлорита (белое) в карбонатной массе (черное).
Полированный шлиф, увел. 250, Тейское месторождение

вато-серых до коричневато-розовых оттенков, т. е. аналогична таковой арсенопирита, но проявлена более резко. Спектральные и химические анализы, выполненные для сафлорита Тейского месторождения, показывают очень высокие содержания мышьяка, кобальта (до 10% и выше) и никеля (до 3%). Присутствие последнего обусловлено механической примесью никелина.

Характерно, что во всех месторождениях сафлорит относится к числу самых поздних минералов гидротермального этапа минерализации и пространственно тяготеет к молодым карбонатным жилкам (кальцитовым или кальцит-анкеритовым).

Арсенопирит

Арсенопирит в малых количествах встречается во многих месторождениях. Чаще всего вкрапленность этого минерала приурочена к прожилкам кварцевого или кварц-карбонатного состава. Так, в Шалымском месторождении он наблюдается в жильном кварце, развивающемся вдоль зоны нарушения, и в кальцитовых прожилках, секущих магнетитовые руды. Макроскопически в кварцевых жилах арсенопирит образует мелкие (1—4 мм), но прекрасно выраженные кристаллики, короткостолбчатого или псевдопирамидального облика со штриховатостью граней вдоль оси *c*. На Абакане арсенопирит в ассоциации с поздним пиритом и сульфоарсенидами исключительно тяготеет к кварц-анкерит-кальцитовым жилам, располагающимся среди магнетитовых тел. В том случае, когда арсенопиритовая минерализация накладывается на массивные мраморизованные известняки, вкрапленность и прожилки арсенопирита приурочены к линзочкам перекристаллизованного кальцита (Белорецкое месторождение).

Значительные скопления арсенопирита встречены на месторождении Самсон. Здесь наряду с маломощными арсенопирит-кальцитовыми

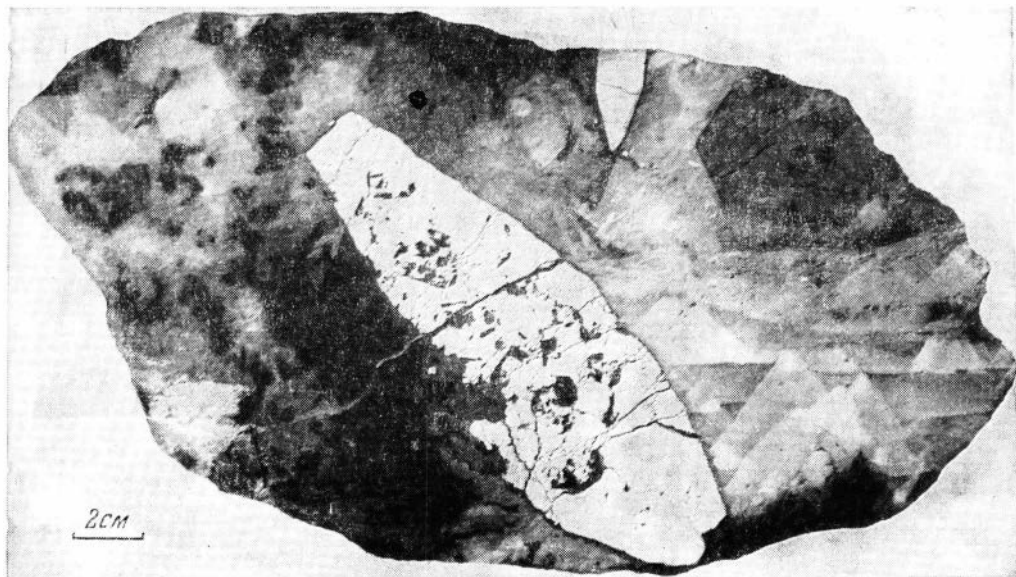


Рис. 50. Кристаллы данаита в ассоциации с гидротермальным кальцитом среди гранатового скарна. Полированный штупф, месторождение Одрабаш

жилками в магнетитовых рудах встречаются линзы мощностью 0,5 м, которые почти нацело состоят из кристаллов арсенопирита размером до 5 см по длинной оси. Такие линзы арсенопирита чаще приурочены к контакту измененных порфиров с прослоями оруденелых мраморов.

Арсенопирит известен также в месторождениях Краснокаменской, Ампалыкской, Тейской групп, Инском, Шерегешевском, Мульгинском, Темиртауском и других.

Из элементов-примесей в арсенопирите важными являются кобальт и никель. По содержанию кобальта арсенопириты могут быть подразделены на два типа: 1) арсенопириты, характеризующиеся незначительным содержанием кобальта (не выше 0,2—0,3%), и 2) кобальтсодержащие арсенопириты ($\text{Co} > 1\%$). К первому типу относится арсенопирит таких месторождений, как Самсон, Белорецкое и Инское. По данным спектрального анализа, ничтожным содержанием кобальта и никеля (десятые доли процента) характеризуется арсенопирит района Таятского месторождения, где он в ассоциации с пиритом и кварцем вдоль зон брекчирования накладывается на метасоматически почти неизменные порфиры. Кобальтсодержащий арсенопирит и данаит установлены в Абаканском, Шалымском, Одрабашском, Тейском и Ампалыкском месторождениях. Крупный кристалл данаита из Одрабашского месторождения показан на рис. 50. Из других элементов-примесей в арсенопирите спектрографически устанавливаются висмут и серебро (Инское, Белорецкое, Абаканское месторождения), а также медь, марганец, цинк и некоторые другие.

Глаукоdot

Глаукоdot очень редок. Впервые описан О. Г. Кинэ (1954, 1958) в рудах Одрабашского месторождения, где он образует хорошо ограненные вытянутые кристаллы размером от 0,008 до 12,5 мм, находящиеся в тесной ассоциации с кобальтсодержащим арсенопиритом и кобальтином. Единичные находки этого минерала известны в Ампалыкском и некоторых других месторождениях.

Блеклая руда

Блеклые руды установлены в ряде месторождений, однако постоянно в крайне ничтожных количествах.

Теннантит в ассоциации с пиритом, халькопиритом, сфалеритом и карбонатом отмечен Н. А. Батовым (1935) в рудах Таштагола. Нами минерал из группы блеклых руд описан также в Кочуринском месторождении, где он в парагенезисе с халькопиритом и сфалеритом входит в состав кварц-кальцитовых прожилков, секущих основную магнетитовую или пирито-магнетитовую массу (Вахрушев, 1959₂).

В геологических отчетах имеются указания на присутствие блеклой руды в месторождениях Абаканское, Ампалыкское, Одинокое, Тейское и в некоторых других.

ФТОРИДЫ

Флюорит

Флюорит известен во всех месторождениях Кондомской группы. Здесь наиболее обычные формы выделений флюорита — тонкие прожилки, гнездообразные обособления или небольшие друзы кристаллов на стенках пустот среди руд и рудовмещающих пород. В Таштагольском месторождении спорадически встречаются магнетитовые руды с вкрапленностью фиолетового флюорита, составляющего до 4—5% от всей массы штуфов. В рудах Тейской группы флюорит выполняет мелкие полости среди агрегатов серпентина или образует редкую вкрапленность в прожилково-гнездообразных выделениях кальцита. В качестве акцессорного минерала флюорит встречается в Инском, Ампалыкском, Ирбинском и других месторождениях.

По времени отложения флюорит принадлежит к наиболее поздним и одновременно низкотемпературным образованиям. Последнее заключение подтверждается и результатами исследования газово-жидких включений. В бесцветном флюорите из скарнов Шерегешевского месторождения В. Ф. Лесняком установлены жидкие двухфазовые включения с температурой гомогенизации 100—120°.

ОКИСЛЫ И ГИДРООКИСЛЫ

Гематит

Гематит присутствует в рудах и рудовмещающих породах почти всех железорудных месторождений. В заметных количествах гематит присутствует в ряде месторождений Горной Шории (Таштагол, Кочура, Пыхтун, Медвежье), Кузнецкого Алатау (Тейская группа) и Западного Саяна (Абакан).

Минералогическое изучение показывает, что в процессе рудообразования гематит отлагался неоднократно. Наиболее ранняя генерация гематита обычно преобразована в магнетит, при этом часто наблюдаются все переходы от агрегатов неизмененного гематита до полных псевдоморфоз. Мушкетовит с сохранившимися внутри пластинок реликтами гематита отмечен в рудах Новознаменской аномалии, Абаканского, Абагаского, Уйзокского и других месторождений. Мушкетовит описан совместно с прочими образованиями магнетита. Здесь мы остановимся на рассмотрении собственно гематита.

Как продукт гидротермального разложения андрадита и салита гематит наблюдается в скарнах, а также в рудах, образовавшихся на месте скарнов. В парагенезисе с гематитом в скарнах Кондомского района находятся эпидот, кварц и кальцит, совместно с которыми он нередко



Рис. 51. Взаимоотношение гематита (черное) с эпидотом (серое). Прозрачный шлиф, увел. 40, Таштагольское месторождение

образует тонкие метасоматические жилки. В этой ассоциации эпидот является наиболее ранним минералом и интенсивно замещается гематитом (рис. 51).

В некоторых случаях гематит приобретает значение рудообразующего минерала. Таковы гематитовые и гематит-магнетитовые разности руд Абагасского месторождения, с выделениями среди основной карбонатной массы породы многослойных сферолитов железной слюдки (рис. 52).

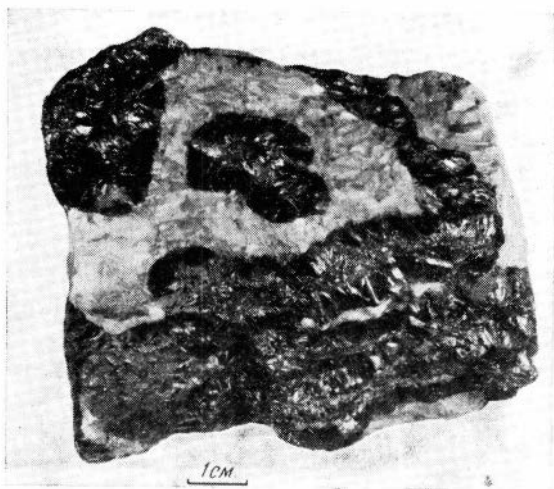


Рис. 52. Сферолиты гематита в известняке. Штуф руды, Абагасское месторождение

Преимущественно гематитом сложены руды месторождения Медвежье и верхние горизонты месторождения Пыхтун. В последнем, по данным И. С. Руткевич и В. Г. Руткевич (1960), гематит цементирует брекчии

известняков и пирокластических пород девона и образует жилы мощностью до 1 м. Образование гематита в этих случаях генетически не связано с разложением железосодержащих скарновых минералов. Также не связан с разложением скарнов гематит в прожилках кварц-гематитового, хлорит-гематитового, кварц-хлорит-гематитового, кальцит-гематитового и т. п. составов. Это поздний гематит, образовавшийся после сульфидной минерализации. В отличие от раннего гематита поздний гематит никогда не подвергается мушкетовитизации. В сульфидных разностях руд поздний гематит резко ксеноморфен по отношению к пириту и халькопириту, облекает их зерна или проникает внутрь по трещинкам. В Ирбинском месторождении к позднему гематиту относятся радиально-лучистые агрегаты этого минерала, входящие совместно с кальцитом и кварцем в состав цемента брекчиевых магнетитовых руд и скарнов. В последнем случае гематит нередко располагается на гранях идиоморфных кристаллов граната II генерации.

Иногда гематитизация охватывает широкие ореолы, выходя за пределы собственно рудных полей. Примером может служить Шалымское месторождение, где гнездообразные и прожилковые выделения гематита очень характерны для околорудных альбитизированных сиенитов и особенно кератофинов.

Ильменит

В некоторых месторождениях в небольшом количестве встречается ильменит. В Таятском месторождении ильменит в виде тонкой решетки в магнетите чаще всего наблюдается в магнетитовых рудах, образовавшихся по основному интрузивным породам (диоритам, габбро). В рудах Белорецкого и особенно Инского месторождений формы выделения ильменита в магнетите более разнообразны; правильно ограниченные и закономернo ориентированные пластинки; пластинки с раздувами каплеобразной формы (такие раздувы чаще приурочены к тем участкам пластинок ильменита, которые непосредственно примыкают к краям зерен магнетита); удлинённые линзочки с извилистыми очертаниями, иногда кулисообразно расположенные относительно друг друга; клиновидные выделения, выходящие тупым концом к краям включающих их зерен магнетита; обособления с причудливыми очертаниями. В тех же самых шлифах ильменит образует и самостоятельные, неправильно изометрические или прожилковые выделения. Последние располагаются преимущественно по границам зерен магнетита.

Заслуживает внимания следующее обстоятельство. В пределах Инского месторождения ильменит в основном развит в рудах Юго-Западного участка, непосредственно примыкающего к послерудным гранитам Тигерекского массива. В других участках месторождения, удалённых от контакта с гранитами, находки ильменита являются большой редкостью. Приуроченность выделений ильменита к рудам, расположенным в зоне контакта с гранитами, не случайна. Термическое воздействие со стороны гранитов, приведшее в отдельных случаях к полной перекристаллизации магнетитовых агрегатов, способствовало обособлению ильменита как за счёт продуктов распада твёрдого раствора, так и за счёт высвобождения титана из решетки магнетита при его перекристаллизации. Химические анализы подтверждают этот процесс. Перекристаллизованные разности магнетитов содержат несколько меньше TiO_2 , чем магнетиты из неперекристаллизованных руд.

Шпинель

Этот минерал в составе магнезиальных скарнов Тейского, Леспромхозного, Темиртауского, Верхне-Кедровского и других месторождений отмечается многими исследователями (Дербинов, 1935; Корель и

Русанов, 1960; Комаров, 1961; Синяков, 1961). В незначительном количестве шпинель присутствует в Шалымском и Шерегешевском месторождениях. В пределах последнего, по нашим наблюдениям, наибольшие скопления шпинели в ассоциации с форстеритом и серпентином приурочены к скарнированным разностям карбонатных пород; мелкая и очень редкая вкрапленность шпинели встречается в гнездах реликтового карбоната среди сульфидно-магнетитовых руд и гранатовых скарнов. Шпинель Шерегешевского месторождения изучал Н. Г. Сумин (1950). По его данным, она относится к цинксодержащим магнезиальным разностям и имеет следующий состав (в вес. %):

MgO — 21,01	ZnO — 2,41
Al ₂ O ₃ — 63,08	MnO — 1,75
FeO — 6,45	CaO — 0,28
Fe ₂ O ₃ — 5,18	С у м м а — 100,16

Шпинель типа герцинита отмечается в измененном габбро Анзасского месторождения (Крутов, Яхонтова, Румянцев, 1959).

В магнезиальных скарнах шпинель и находящиеся в ассоциации с нею форстерит и диопсид относятся к наиболее ранним образованиям скарновой минерализации.

Магнетит

Магнетит является основным рудообразующим минералом и полезным компонентом руд всех железорудных месторождений. Он образуется при различных условиях и устойчив в широком интервале температур. На основании полевых наблюдений и микроскопического изучения руд выделяются четыре, иногда пять основных генераций магнетита, отличающихся друг от друга временем отложения и способом образования.

Магнетит первой, наиболее ранней, генерации составляет основную массу руд в большинстве месторождений. Морфологически он представлен изометрическими зернами или идиоморфными кристаллами, образующими агрегаты аллотриоморфно-гипидиоморфно- или панидиоморфнозернистого сложения (рис. 53). Размер зерен магнетита в рудах чаще всего колеблется от сотых долей до 1—3 мм. Несколько больших размеров кристаллы магнетита наблюдаются на стенках трещин среди массивных руд и вмещающих пород, а также на границах с гнездообразными выделениями более поздних по времени образования минералов (кальцит, кварц, актинолит, иногда аномальный гранит). В отдельных месторождениях кристаллы магнетита достигают значительной величины. Так, в Тайгажирском месторождении (Горная Шория) наряду с плотными мелкокристаллическими рудами известны гигантозернистые руды с кристаллами магнетита в форме октаэдров и ромбододекаэдров до 20 см в поперечнике. На месторождении Самсон среди сплошных магнетитовых руд, образовавшихся по карбонатным породам, встречаются участки перекристаллизованного реликтового кальцита, переполненные идиоморфными кристаллами магнетита величиной 1—3 см (рис. 54).

Магнетит обладает обычными свойствами. При действии концентрированной соляной кислоты буреет с выявлением структуры агрегатов. При травлении насыщенным раствором хлористого олова в концентрированной кислоте или при электротравлении часто обнаруживает зональное строение зерен. Зональное строение в ряде случаев видно без применения химических реагентов, особенно тогда, когда магнетит подвергся частичному замещению более поздними минералами.

Осаждение раннего магнетита произошло после образования основной массы скарновых минералов, но до основной фазы сульфидной ми-

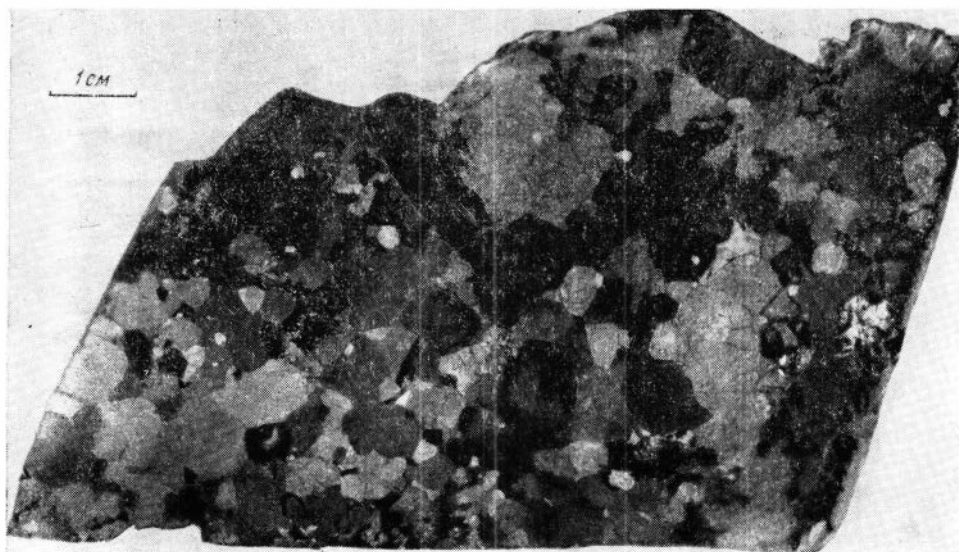


Рис. 53. Крупнозернистая гипидиоморфнозернистая структура магнетитовой руды. Поверхность пришлифовки протравлена в парах HCl , Шалымское месторождение

нерализации. Развитие магнетита происходит за счет замещения в известковых скарнах граната и пироксена (обычно салита), в магнетизальных — оливина, диопсида, шпинели, хондрита.

Макроскопически и особенно под микроскопом можно проследить все стадии замещения магнетитом зерен пироксена или граната. Часто можно видеть лишь остатки зерен пироксена среди магнетитового агрегата (рис. 55), однако по поведению трещин спайности и угасанию легко улавливается, что первоначально они составляли одно зерно. Различные стадии замещения скарновых минералов магнетитом на примере руд Белорецкого месторождения показаны также на рис. 24 и 25.

Магнетитовое оруденение нередко выходит за пределы скарнового ореола и накладывается непосредственно на известняки (или мраморы) и на не измененные скарновыми процессами алюмосиликатные породы, в том числе и породы активной интрузии (рис. 56 и 57). В Анзасском и в ряде более мелких месторождений (Тарташское, Таятское) основная масса магнетитовых руд образовалась путем замещения интрузивных пород, предварительно подвергшихся интенсивному брекчированию, предрудной альбитизации и скаполитизации.

Ранний магнетит, в свою очередь, замещается различными продуктами поздних стадий минерализации с образованием морфологически разнообразных структур замещения и пересечения. Из сульфидов наиболее часто по магнетиту развивается пирит (рис. 58), иногда пирротин и халькопирит. Жилковатые, петельчатые, скелетные, каймовые текстуры замещения этими минералами встречаются почти повсеместно. Из нерудных минералов магнетит замещается биотитом, карбонатом, серпентином. Избирательное замещение центральных частей и по зонам приводит к образованию резко зональных или футлярообразных реликтовых структур замещения, наиболее часто встречающихся в рудах месторождений Тейской группы и Абаканском.

Во многих месторождениях присутствует мушкетовит, который относится к более поздним образованиям по сравнению с описанным выше магнетитом. В отдельных месторождениях мушкетовит приобретает значение рудообразующего минерала. Примером может служить Абагасское

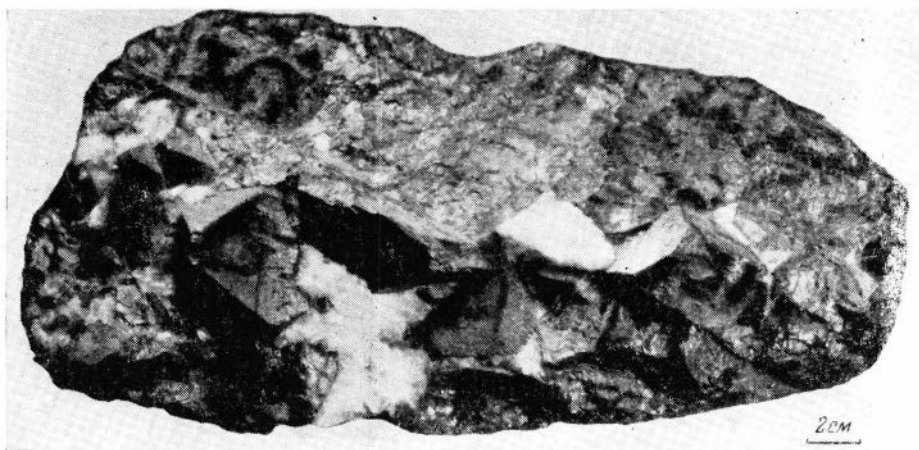


Рис. 54. Идиоморфные кристаллы магнетита с реликтовым кальцитом (белое). Штуф магнетитовой руды, месторождение Самсон

месторождение, руды которого в подавляющей своей массе имеют гематито-мушкетовитовый состав. Структура мушкетовитовой руды этого месторождения изображена на рис. 59. В значительных количествах — до 15% и более от объема обычного магнетита — мушкетовит присутствует в рудах Белорецкого месторождения. На Абаканском месторождении, по данным С. С. Лапина и В. Н. Шарапова (1961), процесс рудоотложения начинается с выделения гематита, преобразованного затем в мушкетовит. Последний и составляет основную массу руд. Скопления

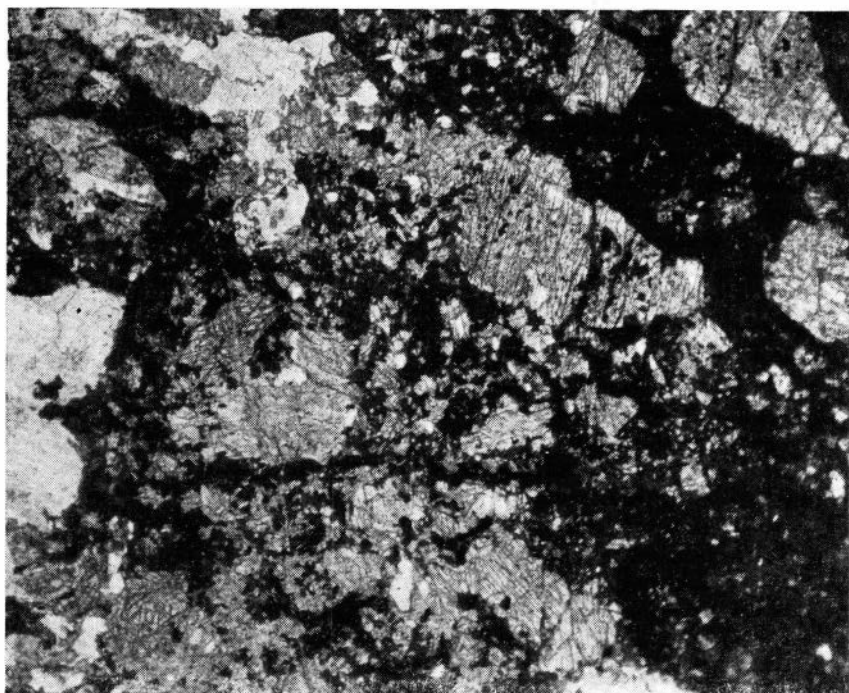


Рис. 55. Замещение магнетитом (черное) пироксена (серое) и скаполита (белое). Прозрачный шлиф, ник. параллельны, увел. 26, Таятское месторождение

пластинчатых и радиально-лучистых агрегатов мушкетовита установлены в скарново-рудных образованиях Ирбинского (рис. 60), Шалымского и других месторождений.

Судя по литературным данным, процессы мушкетовитизации могут осуществляться под воздействием различных факторов.

Восстановление гематита до магнетита А. Г. Бетехтин (1949, 1955₂) объяснял воздействием сероводорода на гематитовые массы. Подтверждением этого является частый парагенезис мушкетовита с сульфидными минералами и, в частности, с сульфидами железа. Преобразования, происходящие в гематитовых рудах под воздействием сероводорода на гематит с возникновением мушкетовита и пирита, по А. Г. Бетехтину, могут быть представлены следующей схемой:



В отдельные моменты минералообразования в качестве восстановителя при образовании мушкетовита А. Г. Бетехтиным (1955₂), Ю. Г. Гершойг (1950) и другими допускается также окись углерода. Реакция образования мушкетовита в этом случае обычно имеет следующий вид:



Рис. 56. Вкрапленность наложенного магнетита (черное) в сиените. Штуф керна, Шерегешевское месторождение

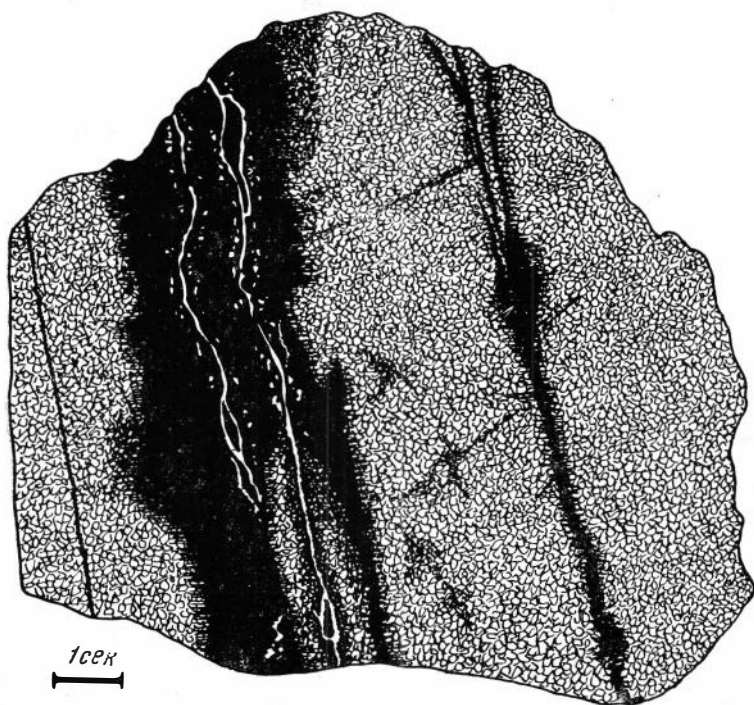


Рис. 57. Выделение магнетита по сети параллельных трещин в адамеллите. Характерны извилистые с постепенными переходами контакты прожилков магнетита с вмещающей породой. Месторождение Темир-Тай

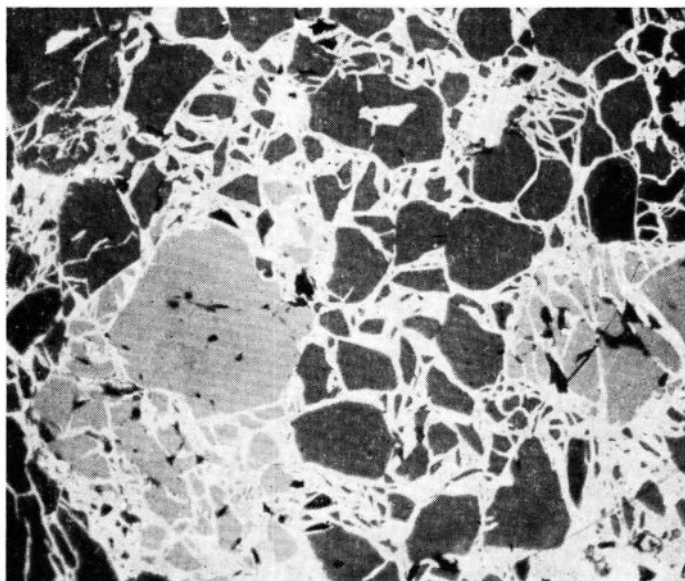


Рис. 58. Раздробленные зерна магнетита (серое) и граната (черное) в массе пирита (белое). Замещение проявилось не очень сильно (большая часть обломков имеет угловатую форму). Полированный шлиф, увел. 40, Ирбинская группа

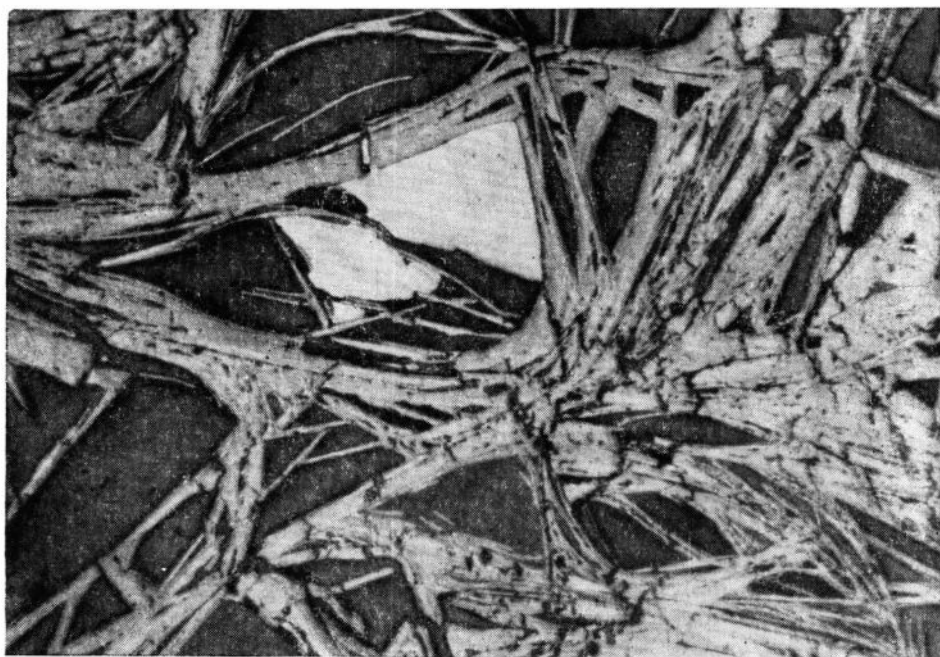


Рис. 59. Структура мушкетовой руды (серое) с халькопиритом (белое) и нерудным минералом (темное). Полированный шлиф, увел. 50, Абагасское месторождение



Рис. 60. Радиально-лучистые агрегаты мушкетовита (в центре) среди брекчированной магнетитовой руды тонкозернистого сложения. Штуф, Ирбинское месторождение

Наконец, гематит преобразуется в магнетит под воздействием высокой температуры. В воздухе, т. е. в условиях высокого парциального давления кислорода, при температурах свыше 800° происходит термическая диссоциация гематита с превращением его в магнетит. В земной коре по мере углубления и резкого понижения концентрации кислорода это превращение наступает при температурах, несравненно более низких (Бетехтин, 1955₂).

Мушкетовит Алтае-Саянских месторождений образовался преимущественно первым путем. Одновременно с процессами собственно мушкетовитизации, т. е. псевдоморфного замещения гематита магнетитом в связи с изменением окислительно-восстановительной обстановки, благодаря наложению сульфидного этапа оруденения, кое-где происходило выделение мелких кристалликов магнетита на гранях гематита. За счет повышения температуры можно допустить возникновение части мушкетовита Белорецкого месторождения, расположенного в контактовом ореоле послерудной гранитной интрузии. Основанием для такого предположения послужили следующие факты. Основная масса руд Белорецкого месторождения характеризуется незначительным содержанием сульфидов. При этом мушкетовит в значительных количествах наблюдается в тех участках скарново-рудных тел, которые почти полностью лишены сульфидной минерализации. Кроме того, выявлены другие признаки, свидетельствующие о термометаморфизме руд и скарнов этого месторождения.

В целом широкое распространение мушкетовита является важной генетической особенностью многих железорудных месторождений Алтае-Саянской области, указывающей на близповерхностные условия форми-

рования рудных тел. Это положение подтверждается и общей геологической позицией тех месторождений (Абагасское, Абаканское), руды которых обогащены мушкетовитом. Мушкетовитовые разности руд обладают и определенными геохимическими особенностями, в частности, они содержат повышенные концентрации некоторых рассеянных элементов.

Вместе с тем в рудах встречается магнетит, более позднее отложение которого по отношению к сульфидам не вызывает сомнений. Этот магнетит образует тонкие извилистые прожилки в пирите и пирротине (Шерегешевское месторождение) или нарастает на гранях пирита с одновременным замещением этого минерала. Подобное явление нами наблюдалось в рудах Тейского месторождения (рис. 61). Присутствие двух разновозрастных генераций магнетита в рудах этого же месторождения наглядно видно из рис. 62. Ранняя генерация представлена зональным магнетитом, поздняя — незональным магнетитом.

Для пирротинсодержащих разностей руд Шерегешевского месторождения характерно также образование магнетита в результате распада пирротина. Этот магнетит, как уже указывалось выше, встречается в смеси с пиритом, образуя псевдоморфозы по пирротину с закономерным расположением новообразований по отношению к пирротину.

И, наконец, в незначительном количестве магнетит может образоваться и за счет разложения скарновых и послескарновых минералов (пироксена, роговой обманки, биотита и т. п.) в результате их гистерогенного разложения. Все три последние генерации магнетита сколько-нибудь существенного значения в сложении руд не имеют.

Многочисленные химические и спектральные анализы магнетита руд постоянно показывают присутствие в них многих элементов-примесей: титана, ванадия, марганца, кобальта, никеля, цинка, галлия и других. Титан и ванадий наблюдаются в магнетите всех железорудных месторождений, однако максимальные концентрации этих элементов (особенно ванадия) свойственны магнетитам руд Анзасского, Хайлеольского, Изыхольского и Таятского месторождений. Например, в отдельных пробах магнетита Анзасского месторождения содержание V_2O_5 достигает 0,2—0,3% (при среднем содержании из 13 определений — 0,135% V_2O_5). Обычно примесь марганца в количествах от сотых до десятых долей процента. Повышенные содержания марганца (до 1—2% MnO) характерны для магнетитов некоторых горношорских месторождений (Шерегешевское, Темиртауское). Постоянной и наиболее равномерной примесью в магнетите является цинк, содержание которого редко выходит за пределы нескольких сотых долей процента. В тысячных и десятитысячных долях процента фиксируется кобальт, никель, медь, галлий, олово и некоторые другие элементы.

Во многих случаях химическими анализами в магнетите устанавливается также алюминий и магний. Однако не весь алюминий и магний изоморфно входит в решетку магнетита. Частью они связаны с алюмосиликатными и силикатными минералами, механическая примесь которых в анализированном материале вполне допустима, хотя бы в крайне незначительных количествах. В связи с этим отметим, что магнетиты серпентин-магнетитовых руд Тейского месторождения, отнесенные некоторыми исследователями (Глазковский, Убровина, Дербилова, 1935) к магнезиоферритам, вовсе не содержат больших количеств магния, причем магний, который показывают анализы, в основном связан с серпентином (или другими нерудными минералами), находящимся в этих разностях руд в очень тонком срастании с магнетитом. При тщательном измельчении и многократном пропускании проб через сепаратор содержание в них MgO понижается до обычного (1% и меньше). Относительно высокие содержания MgO, особенно в анализах магнетитов предыдущих исследователей (до 5% и выше), несомненно, обусловлены неодно-

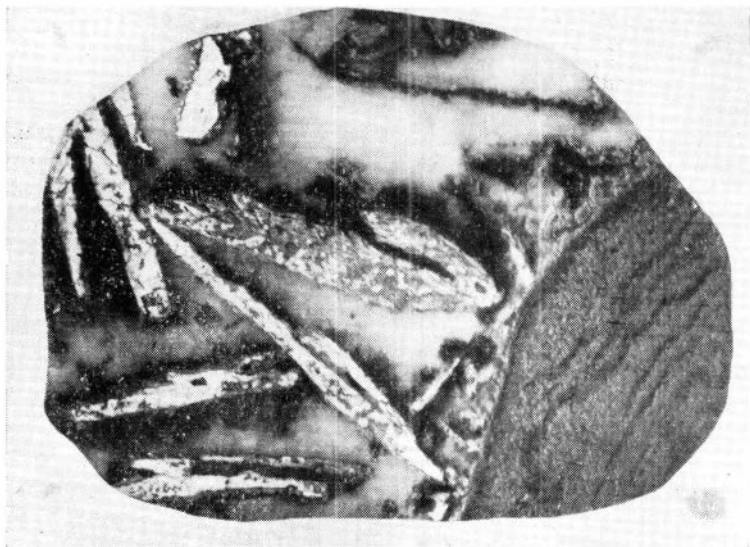


Рис. 61. Две генерации магнетита в руде. Ранний магнетит составляет основную массу рудного обломка, поздний магнетит образует каймы вокруг пластинчатых агрегатов пирита (белое) и одновременно замещает последний. Промежутки между агрегатами пирита преимущественно выполнены карбонатом. Полированный шлиф, увел. 4, Тейское месторождение

родностью анализируемого материала, что и послужило основанием для ошибочного заключения в отношении химического состава магнетитов Тейского месторождения.

Был проведен рентгеновский анализ магнетита Тейского, Шерегешевского, Шалымского, Кочуринского и Белорецкого месторождений.



Рис. 62. Две генерации магнетита. Ранний магнетит зонального строения и частично замещен серпентином, в позднем (белое) зональности не обнаруживается. Полированный шлиф, увел. 30, Тейское месторождение

Рентгенограммы их оказались тождественными и совпали с рентгенограммой стандартного магнетита, по В. И. Михееву (1957). В частности, для магнетита из руд Тейского месторождения постоянная кристаллической решетки оказалась равной 8,394Å, т. е. почти точно совпала со стандартной ($a = 8,396\text{\AA}$).

Особенности химического состава магнетитов различного генезиса и закономерности распределения в них элементов-примесей подробно рассмотрены в главе 5.

Кварц

По происхождению кварцевые проявления в рудах и околорудных породах можно подразделить на две основные группы: кварц остаточный и гидротермальный.

Многие вмещающие горные породы (граносиениты, эффузивы, различного рода метаморфические сланцы, порфиroidы и т. п.) в своем составе содержат кварц. Зерна последнего при процессах скарнообразования и рудного метасоматоза нередко в той или иной степени сохраняются от замещения и, таким образом, входят в состав руд или скарнов. Однако основная масса кварца имеет гидротермальное происхождение. Кварц как продукт гистерогенного разложения силикатных скарновых и апоскарновых минералов широко распространен. Вместе с тем, несомненно, какая-то часть кварца в железорудных месторождениях образовалась путем отложения из растворов, подобно жильному выполнению гидротермальных месторождений. Об этом свидетельствуют прожилковые выделения кварца, одного или в ассоциации с кальцитом, альбитом и т. п., в массивных магнетитовых рудах, так же, как и во вмещающих породах, не затронутых процессами скарнирования.

В ряде месторождений (Белорецкое, Инское, Амपालыкское, Шерегешевское) выделения кварца в виде секущих жил по трещинам и друз в пустотах своим происхождением обязаны гидротермальной деятельности в связи с послерудными гранитными интрузиями. При этом в отдельных случаях окварцевание руд проявлено настолько интенсивно, что кварц приобретает значение главного нерудного минерала. Примером этого служат руды отдельных участков Белорецкого месторождения. Разнообразные формы проявления кварца в этих рудах описаны ранее (Вахрушев, 1960₂).

Иногда встречаются волокнистые и скрытокристаллические модификации кремнезема — **кварцин, халцедон и опал**. Тонковолокнистый кварцин ельчатого сложения входит в состав кварц-молибденитовых сферолитов Шалымского месторождения. Сферолиты халцедона микроскопических размеров встречены нами в ассоциации с арсенопиритом и кальцитом на месторождении Самсон. Полусферы халцедона располагаются на гранях кристаллов арсенопирита, замещая собою цементирующий их кальцит.

Брусит

Брусит описан В. И. Синяковым и Н. М. Синяковой (1959) в составе бруситовых мраморов Леспромхозного месторождения. Бруситовые мраморы представляют собой внешнюю зону метасоматической колонки магнезиальных скарнов, образовавшихся в контакте сиенитового интрузива с доломитами. Присутствие брусита отмечается в некоторых других горношорских месторождениях, в частности в Верхнем Учелене, а также в скарново-рудных образованиях Тейского месторождения (Корель, 1958).

Кальцит

В скарново-рудных образованиях многих месторождений (Таштагол, Шерегеш, Темир-Тау, Белорецкое, Абаканское, Абагасское) кальцит в подавляющей своей массе является остаточным, но, несомненно, в той или иной мере перекристаллизованным и переотложенным. Реликтовая, или остаточная, природа кальцита доказывается многочисленными постепенными взаимопереходами массивных магнетитовых руд через различного рода пятнистые и вкрапленные в типичные мраморизованные известняки. Формы проявления остаточного кальцита на примере ряда скарново-железородных месторождений Алтае-Саянской области описаны С. С. Лапиным (1954), В. А. Вахрушевым (1952₂, 1960₂) и другими.

Не умаляя значения остаточного, или реликтового, карбонатного материала в составе руд и скарнов, следует подчеркнуть различную генетическую природу кальцита и его длительную и сложную историю в ходе формирования месторождений. Так, например, кальцит распространен не только в магнетитовых рудах и скарнах, сформировавшихся за счет замещения карбонатсодержащих пород, но и в типичных эндоскарнах. Как один из конечных продуктов гидротермального разложения кальциевых силикатов, в основном граната, пироксена и эпидота, кальцит в тех или иных количествах встречается в рудах и в метасоматически измененных рудовмещающих породах всех месторождений. Изучение взаимоотношений гидротермального кальцита с другими минералами указывает в большинстве случаев на позднее его отложение. Кальцит цементирует и замещает магнетит, гранат, пирит и пирротин, образует скелетные структуры по зонарному гранату и магнетиту и, наконец, один или совместно с альбитом, кварцем, эпидотом тонкими прожилками сечет все минералы.

Иногда встречается розовый кальцит. Неполный химический анализ розового кальцита из Шерегешевского месторождения показал следующие результаты (в вес. %):

CaO — 55,17	MnO — 1,33
MgO — 0,42	H ₂ O — Нет
FeO — 0,31	Нерастворимый остаток — 0,27

По этим данным можно заключить, что розовая окраска обусловлена повышенным содержанием в кальците окиси марганца.

Наблюдения показывают, что во всех случаях, когда скарново-магнетитовые тела образовались на месте карбонатных пород, кальцит гидротермального происхождения имеет резко подчиненное значение по сравнению с кальцитом остаточным.

Магнезит

Описан В. И. Синяковым (1961) в Леспромхозном месторождении, где он входит в состав своеобразных метасоматических пород, состоящих из магнезита (30—70%), магнетита (10—15%), серпентина (1—32%), клиногумита (1—12%) и брусита (1—10%). Эти магнезитовые породы, по В. И. Синякову, образовались в результате низкотемпературного гидротермального изменения клиногумитовых и флогопит-клиногумитовых пород.

И. В. Дербигов (1935) отмечает магнезит в Тейском месторождении среди гнезд серпентина. Образование магнезита, по мнению И. В. Дербигова, связано с процессами дисилификации серпентина.

Прожилки доломита совместно с альбитом и кварцем отмечены в магнетитовых рудах Кочуры (Вахрушев, 1959₂). Показатель преломления $N_m = 1,693$, что указывает на некоторую железистость кочуринского доломита. В пределах этого же месторождения встречаются жилы, мощность которых достигает иногда 1 м. Сидеритовая жила мощностью около 3 м в одном случае была подсечена на Ирбинском месторождении (В. В. Букин). На Анзасском месторождении сидерит входит в состав

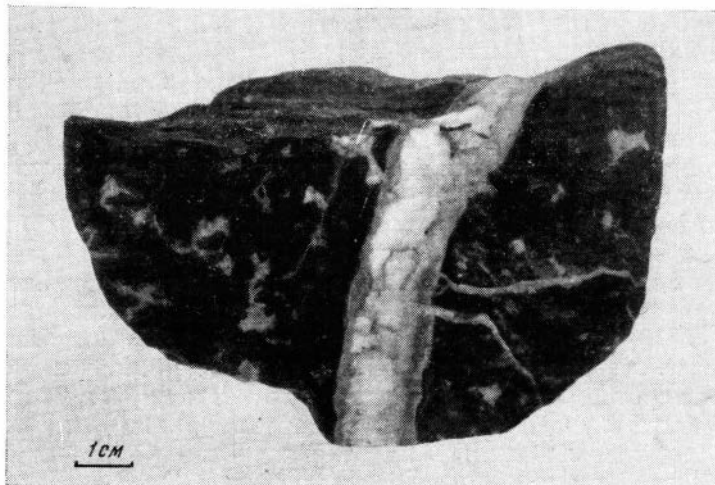


Рис. 63. Симметричное строение анкерит-кальцитового прожилка в магнетитовой руде.

Периферическая часть прожилка сложена анкеритом, центральная — кальцитом. Штуф руды, Ирбинское месторождение

цемента послерудных брекчий с образованием в некоторых случаях особой разновидности сидеритовых руд, которые, по Д. И. Павлову (1962₁), часто разобщены от основных магнетитовых тел.

Доломит и сидерит преимущественно в виде маломощных жил известны в Ампалыкском, Тейском и других месторождениях.

Анкерит, опять-таки в виде прожилков мощностью от 0,1 до 2 см, установлен во вмещающих оруденение альбитизированных кератофирах Шалымского месторождения. Совместно с анкеритом ($N_m = 1,7$) встречается кварц и альбит. Последний образует тонкие оторочки друзовидного строения в зальбандах прожилков, в то время как центральные части их выполнены анкеритом с редкими включениями идиоморфных кристаллов кварца.

В Белорецком месторождении анкерит встречается в виде прожилков — непосредственно в магнетитовых рудах или в форме прожилковидно-линзовидных обособлений и вкрапленности — в брекчированных вмещающих породах. Состав анкерита, по данным химического анализа, следующий (в вес. %):

СаО — 32,08	МпО — 0,24
MgO — 14,68	Нерастворимый остаток — 1,81
FeO — 6,96	П. п. п. — 44,34
	Сумма — 100,11

Следует отметить, что прожилки описываемого анкерита пересекаются кальцитом. Аналогичны возрастные отношения анкерита с поздним

кальцитом на Ирбинском месторождении, где среди магнетитовых руд встречаются кальцит-анкеритовые жилки симметричного строения. По периферии таких жилок располагается анкерит, центральная часть заполнена кальцитом (рис. 63). Показатели преломления этого анкерита: $N_m = 1,697$; $N_p = 1,512$; $N_m - N_p = 0,185$. Приведенные данные соответствуют составу анкерита с отношением $Fe:Mg = 1:4$ ($FeO - 7,5\%$ и $MgO - 16,7\%$).

Почти мономинеральные анкеритовые жилки, секущие рудные тела, распространены на Абаканском месторождении (Белоус, Кляровский, 1959). Присутствие анкерита отмечается также в Ампалыкском, Хайлевском и других месторождениях.

Гипс

Гипс известен на Шерегешевском месторождении. В эпидот-гранатовой породе Болотного участка гипс нами был встречен в виде бесцветных пластинок ($N_g = 1,530$, $N_m = 1,523$, $N_p = 1,521$) или их агрегатов, выполняющих полости крайне причудливых очертаний. Размеры полостей колеблются от мельчайших до 1 см и более в поперечнике. Содержание гипса в отдельных штуфах породы достигает 15—20%. В этом гипсе В. Ф. Лесняком обнаружены однофазные жидкие холодноводные включения.

Имеются указания на присутствие гипса и ангидрита в крайне незначительных количествах в скарново-рудных образованиях Тейской группы (Кулешов, Горшков, 1950).

Шеелит

Для скарново-железорудных месторождений Алтае-Саянской области шеелит не характерен. Имеются указания на присутствие шеелита в Инском и Белоречком месторождениях. В последнем шеелит наблюдается в составе кварцевых жилок, секущих магнетитовые руды (Калугин, 1957).

Апатит

Апатит присутствует в рудах, скарнах и других измененных околорудных породах подавляющего большинства месторождений. Распространение апатита в пределах месторождений и отдельных рудных тел неравномерное. Для руд и измененных околорудных пород Абаканского, Шерегешевского, Таштагольского, Инского и других месторождений характерны кучные скопления апатита (рис. 64).

В магнетитовых рудах и скарнах апатит большей частью образует неправильные зерна. Относительно крупные (до 1—2 см в длину) и хорошо образованные кристаллы апатита отмечены в Таштагольском (Вахрушев, 1959₂) и Абаканском (Николаев, 1960) месторождениях. Окраска апатита белая, часто зеленоватая (Шерегеш), иногда красно-бурая (Таштагол).

Возрастные отношения апатита с сопутствующими минералами устанавливаются достаточно определенно. Часто макроскопически можно наблюдать, как крупные кристаллы апатита с периферии замещаются магнетитом и даже гранатом, в результате чего зерна апатита теряют свои идиоморфные очертания. Иногда крупные кристаллы разобщены массой магнетита на отдельные сегменты с зазубренными очертаниями. Это свидетельствует о более ранней кристаллизации части апатита по сравнению с магнетитом и гранатом.

Не вызывают сомнений и взаимоотношения апатита Ирбинского месторождения с магнетитом и анизотропными разностями граната. Как

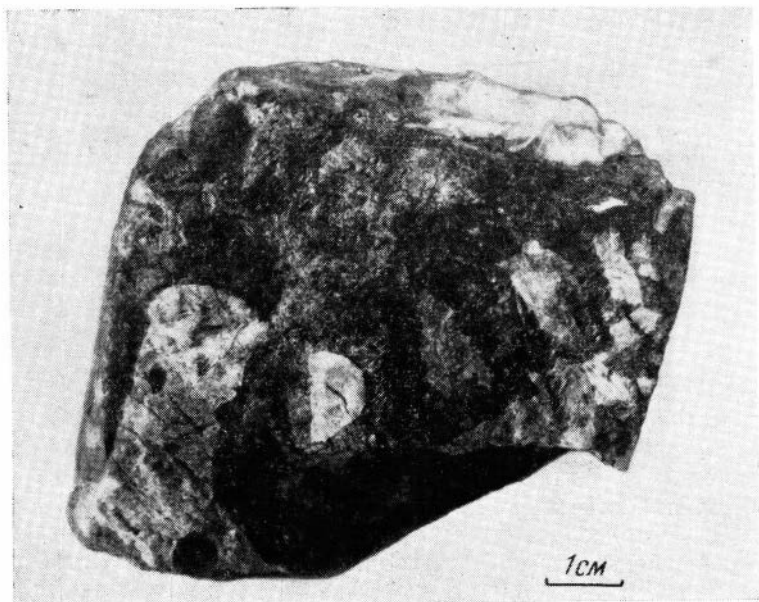


Рис. 64. Кристаллы апатита (светлое) в гранатовом скарне.
Шерегешевское месторождение

среди агрегатов магнетита, так и внутри анизотропного граната апатит встречается только в виде сильнокорродированных зерен. Важно отметить, что включения зерен апатита часто приурочены к совершенно свежим (не трещиноватым) участкам аномального граната, что указывает на то, что они были захвачены при росте граната.

В рудах Таштагольского месторождения в одном и том же шлифе встречаются одновременно и ранний, красно-бурый апатит, и более поздний. Зерна последнего под микроскопом отличаются бесцветностью и прямолинейностью своих граней при значительно меньших размерах кристаллов (0,05—0,1 мм) по сравнению с красно-бурым апатитом. Этот поздний апатит, выделяясь уже после магнетита, нарастает на агрегаты его зерен или заполняет промежутки между ними. В ассоциации с ним присутствуют кварц, кальцит и хлорит. По данным С. М. Николаева (1960), более поздним относительно магнетита является апатит Абакан-

Т а б л и ц а 6

Показатели преломления апатита

Месторождение	N_g	N_p	$N_g - N_p$
Инское	1,634	1,632	0,002
Шерегешевское	1,635	1,631	0,004
Таштагольское	1,632	1,630	0,002
Ирба	1,637	1,633	0,004
Абаканское (по С. М. Николаеву, 1960)	1,634—1,637	1,631—1,634	0,003
Тейское	1,635	1,631	0,004
Фторapatит (А. Н. Винчелл и Г. Винчелл, 1953)	1,634	1,629	0,005

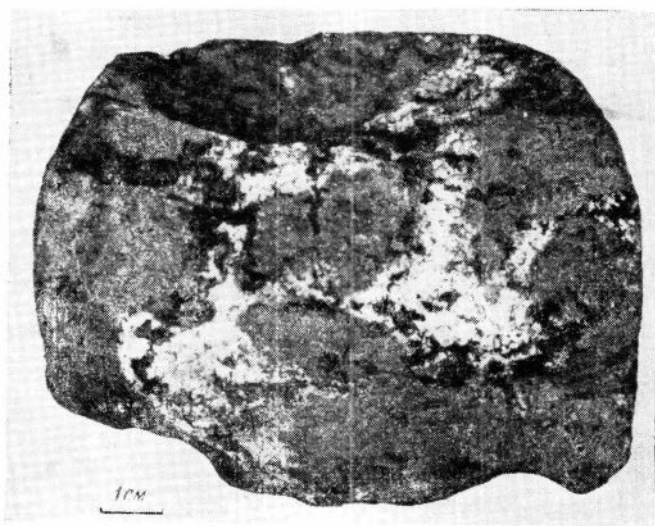


Рис. 65. Магнетитовая руда с признаками брекчирования. Трещины выполнены апатитом (белое) в ассоциации с амфиболом и ортитом (черное). Штуф керна, Инское месторождение

ского месторождения, так как он идиоморфен и совместно с карбонатом, эпидотом, кварцем, актинолитом и другими минералами входит в состав цемента рудных (магнетитовых) брекчий. Аналогичные взаимоотношения апатита с магнетитом наблюдаются и в Инском месторождении, где он в ассоциации с амфиболом и ортитом также входит в состав цемента брекчированных разностей магнетитовых руд (рис. 65).

Судя по показателям преломления (табл. 6), апатиты контактово-метасоматических месторождений Алтае-Саянской области принадлежат к фторапатитам, что для Шерегешевского и Абаканского месторождений подтверждено данными химического анализа (табл. 7).

Спектрографически в апатите постоянно устанавливается примесь марганца, мышьяка, стронция, бария, а также редкоземельных элементов.

Т а б л и ц а 7
Химический состав апатита
(в вес. %)

Компоненты	1	2	Компоненты	1	2
SiO ₂	—	1,33	Cl	0,21	0,20
Al ₂ O ₃	0,30	0,20	SO ₃	0,07	—
Ti ₂ O ₃	Нет	0,31	H ₂ O	—	Нет
Fe ₂ O ₃	—	4,58			
FeO	0,14	—	С у м м а	101,24	101,23
MnO	0,02	—	— O = F ₂	1,10	1,45
MgO	0,51	0,44	— O = Cl ₂	0,05	0,05
CaO	55,70	53,42			
P ₂ O ₅	41,68	36,18		100,09	99,72
F	2,61	3,57			

1 — фторапатит Абаканского месторождения, по С. М. Николаеву (1960);
2 — светло-коричневый фторапатит Шерегешевского месторождения, по Н. Г. Сумину (1957).

Содержание редких земель в проанализированных образцах изменчиво (табл. 8). Неодинаково количество редких земель и в апатитах отдельных месторождений. Так, в апатите Инского месторождения, судя по четырем анализам (обр. 158, 279, 294 и 295), содержание редких земель колеблется от сотых долей процента до 1,5% и более. В зеленовато-сером апатите Шерегеша (обр. 1256 и 1257) содержание редких земель не

Т а б л и ц а 8

Содержание редких земель в апатите
(в вес.%)

Компо- ненты	1256	1257	117	63	295	158	279	294	204
Y	—	—	0,0008	0,001	0,1	0,01	0,1	0,5	0,001
La	0,008	0,020	0,005	Следы	0,05	0,01	0,02	0,05	0,2
Ce	0,03	0,05	Следы	—	0,3	—	0,06	1	1
Sm	—	—	—	—	Не опр.	—	0,008	Не опр.	Не опр.
Eu	—	Следы	—	—	»	—	0,001	»	»
Lu	—	—	—	—	»	—	0,0008	»	»
Du	—	—	—	—	»	—	0,02	»	»
Ho	—	—	—	—	»	—	0,003	»	»
Er	—	—	—	—	»	Следы	0,01	»	»
Tu	—	—	Следы	—	»	»	0,001	»	»
Yb	—	—	—	Следы	0,005	0,0008	0,008	0,005	—

1256 и 1257 — Шерегешевское месторождение; 117 — Тейское; 158, 279, 294 и 295 — Инское и 204 — Ирбинское.

Все анализы выполнены в спектральной лаборатории Института геологии и геофизики СО АН СССР Г. Л. Изюмовой с помощью спектрографа ДФС-13.

превышает 0,1%, в то время как в светло-коричневом апатите из этого же месторождения, по данным Н. Г. Сумина (1957), их суммарное количество уже составляет 1,31%. В апатитах преобладают церий, лантан и иттрий. Остальные редкоземельные элементы (иттербий, диспрозий, тулий) присутствуют в незначительных количествах или спектрографически не улавливаются вовсе.

Неодинаковый в отношении редких земель состав апатита, возможно, связан с наличием разновозрастных генераций этого минерала. При этом более поздний апатит как будто беднее рассеянными элементами. «Как будто» потому, что для окончательного решения поставленного вопроса имеющихся фактических данных недостаточно. Так, абаканский фторапатит, выделившийся после магнетита, отличается «бедностью» рассеянными элементами вообще и отсутствием редких земель в частности» (Николаев, 1960, стр. 80). Бедны редкими землями и апатиты месторождений Тейской группы, встречающиеся в ассоциации с серпентин-карбонатной массой и отложившиеся также позднее рудообразующего магнетита.

Людвигит

Людвигит известен во многих магнетитовых месторождениях Горной Шории. В незначительном количестве он также установлен в пределах скарново-рудной зоны Инского месторождения (Селиверстова, Спейт, Кочеткова, Ануфриев, 1959). Отмечен он и в некоторых других горноал-

тайских месторождениях магнетита (Чесноковское). В других железорудных районах в последнее время людвигит встречен лишь в Абагаском месторождении.

Образованию боратов (вместо боросиликатов) способствует повышенное содержание магния в процессах, вызывающих образование магнезиальных скарнов на контакте интрузивных пород с доломитами (Шабунин, 1955; Барсуков и Егоров, 1957; Щербина, 1963). При этом в магнезиально-железистой среде образуются бораты железа и магния (людвигит), в менее железистой среде — котиит, суанит и другие.

Эти положения справедливы и по отношению к борной минерализации в скарново-железорудных месторождениях Алтае-Саянской области, где бораты людвигит в частности, как правило, приурочены к магнезиальным скарнам и магнетитовым рудам, появившимся на месте доломитов.

Некоторые исследователи исключением из этого правила считают Инское месторождение, в пределах которого магнезиальные скарны достоверно не установлены. По этой причине предполагается образование людвигит-магнетитовых руд на месте эндоскарнов по алюмосиликатным породам основного состава (Ковалев, 1962).

Однако вполне возможно, что в составе первичной эффузивной осадочной толщи участка месторождения принимают участие, хотя бы в крайне ограниченном количестве, обогащенные магнием карбонатные породы. На это указывают антофиллитовые и кордиерит-антофиллитовые контактовые роговики, изредка встречающиеся в Инском месторождении и за его пределами. Людвигитовая минерализация также развита локально и по всем данным представляет только минералогический интерес.

Химический состав людвигита Инского месторождения, по С. М. Александрову (1961), следующий (в вес. %):

SiO ₂ — He обн.	CaO — 1,70
TiO ₂ »	CuO — He обн.
Al ₂ O ₃ »	Na ₂ O »
Fe ₂ O ₃ — 35,57	K ₂ O »
FeO — 40,92	H ₂ O ⁻ — 0,09
MnO — 0,23	H ₂ O ⁺ — He обн.
MgO — 6,29	B ₂ O ₃ — 12,67
	С у м м а — 97,47

Магнезиально-железистые бораты объединяются в серию людвигит-вонсенит, конечными членами которой соответственно служат



Судя по данным химического анализа, рассматриваемый борат исключительно богат железистым компонентом (вонсенитом), содержание которого составляет 78,5%.

Минерал под микроскопом в проходящем свете совершенно непрозрачен. В полированных шлифах двуотражает и резко анизотропен. Окраска в скрещенных николях меняется от голубой до пурпурно-красной.

Форма выделения минерала — типичные метакристаллы, обычно переполненные включениями вмещающего магнетита — указывает на более позднее отложение его не только по сравнению с пироксеном и гранатом скарнов, но и по сравнению с рудообразующим магнетитом (рис. 66 и 67). Такого же мнения придерживается В. П. Ковалев (1962).

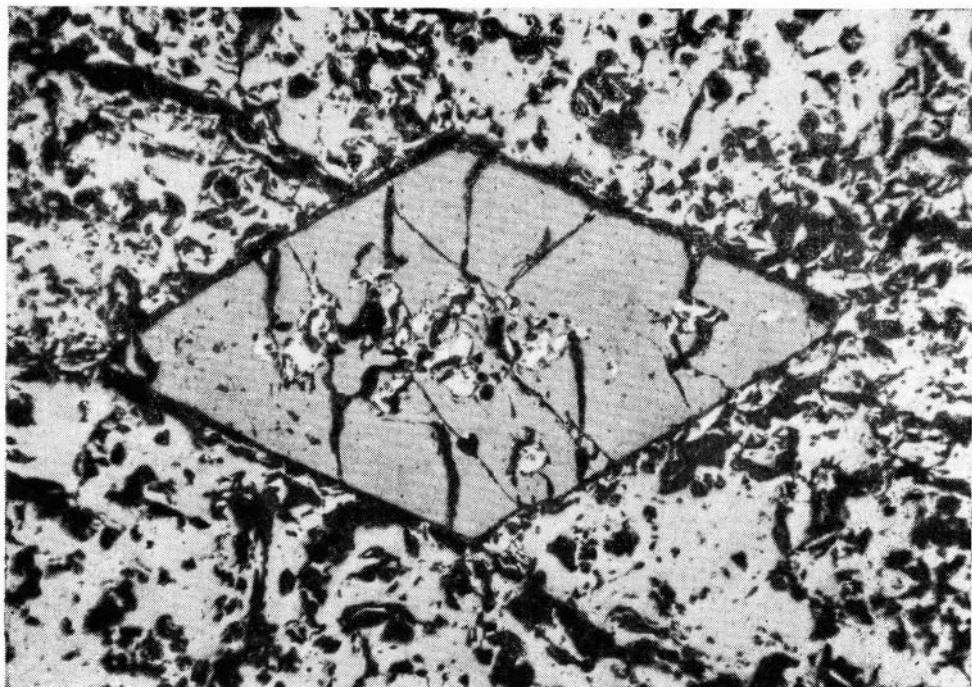


Рис. 66. Метакристалл людовигита (крупное зерно в центре) среди магнетитовой массы. Полированный шлиф, увел. 65, Инское месторождение

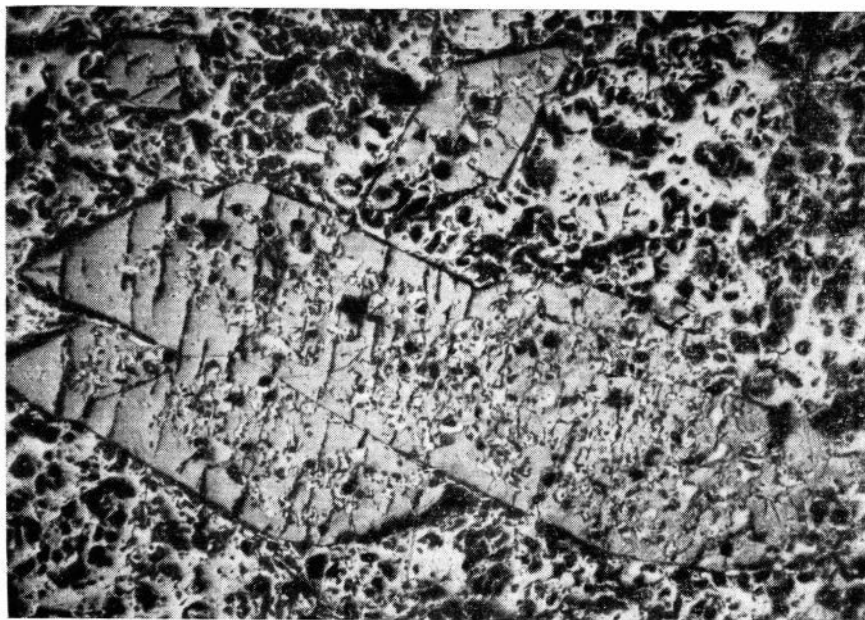


Рис. 67. Группа метакристаллов людовигита различной величины. Крупные кристаллы переполнены включениями магнетита. Полированный шлиф, увел. 65, Инское месторождение

Группа оливина

Минералы группы оливина характерны для магнезиальных скарнов. Наибольшие их скопления отмечены в Тейском месторождении, где, по данным П. В. Комарова (1961), присутствует форстерит ($Ng = 1,670$, $Np = 1,635$). По форстериту развивается хондрит с образованием в некоторых случаях форстерит-хондритовых скарнов. По П. В. Комарову, форстерит-хондритовые скарны формируются только на месте доломитов.

Форстерит в ассоциации с диопсидом, шпинелью, клиногумитом установлен в Ампалыкском месторождении (Бабина, 1958), в ряде месторождений Темир-Тельбесского района — Темир-Тау, Аргыш-Таг и других. В Темир-Тауском месторождении, по С. С. Лапину и В. Н. Шарпову (1962), форстерит почти нацело преобразован в агрегат серпентина, среди которого сохранились лишь полигональные псевдоморфозы по форстериту.

Ортосиликат железа, отвечающий по составу фаялиту ($2V = -52$ — -53°), нами обнаружен в скарновой зоне Белорецкого месторождения (Вахрушев, 1960₂). Вдоль трещинок и с периферии фаялит разлагается с образованием непрозрачной каймы. Большинство зерен окружено такой оболочкой; встречаются и полные псевдоморфозы железорудного непрозрачного вещества по зернам фаялита с прекрасным сохранением формы последнего. Нередко зерна фаялита частично или полностью преобразованы в слюдистый минерал желто-бурого, зеленовато-бурого цветов, обладающий при скрещенных николях биотитовыми цветами интерференции (иддингсит). По литературным данным, иддингсит — не самостоятельный минерал, а комплекс продуктов изменения минералов группы оливина, в котором гетит представляет кристаллическую фазу, а другие вещества (кремнезем, магнезия) — аморфные (Sun, 1957). В нашем случае, очевидно, некоторое количество SiO_2 и MgO растворяется и выносится наложенными гидротермальными растворами, в то время как FeO фаялита окисляется в Fe_2O_3 и в комбинации с H_2O образует лимонит в виде отмеченных выше каемок и почти полных псевдоморфоз по мелким кристаллам фаялита.

В метасоматически измененных карбонатных породах Второго Рудного участка Шерегешевского месторождения нами встречен оливин ($Ng = 1,703$, $Nm = 1,683$, $Np = 1,668$, $Ng - Np = 0,035$). Максимальные содержания оливина не превышают 10—15% от основной карбонатной массы породы с примесью шпинели (2—3%), тремолита (5—8%) и магнетита. Трещинки в оливине выполнены магнетитом, серпентином или иддингситом. Присутствие оливина и шпинели наводит на мысль о локальном развитии во вмещающих породах Шерегешевского месторождения магнийсодержащих карбонатов. Однако содержание последних, видимо, не настолько значительно, чтобы образовать типичные магнезиальные скарны.

В составе магнезиальных пород Леспромхозного месторождения В. И. Синяковым (1961) описан монтичеллит. В ассоциации с монтичеллитом находятся кальцит, шпинель и более поздние минералы — гроссуляр, везувиян, серпентин и брусит.

Хондрит

Редок. Установлен в магнезиальных скарнах Тейского месторождения, где он развивается по форстериту. Показатели преломления Тейского хондрита, по П. В. Комарову (1961): $Ng = 1,631$, $Np = 1,600$.

В Тейском месторождении клиногумит ($Ng = 1,698$, $Np = 1,664$) в парагенезисе с форстеритом, шпинелью, диопсидом и хондродитом описан П. В. Комаровым (1961). В составе магнезиальных скарнов этот минерал также известен в месторождениях Темир-Тельбесского района — Аргыш-Таг, Большая Гора, Леспромхозное (Синяков, 1961).

Циркон

Циркон исключительно редкий минерал. Мелкие корродированные зерна его обнаружены под микроскопом в скарнах и рудах отдельных месторождений. Чаще он встречается в околорудных измененных интрузивных породах (сиенитах, диоритах и т. п.). Некоторые особенности распространения циркона в последних освещены в главе 4.

Оранжеит

Этот минерал нами установлен в пределах Шерегешевского месторождения, где он в качестве акцессорного минерала встречается в гранитах и их жильных производных, секущих магнетитовые руды и скарны.

В составе гранитов, пегматоидных гранитов и аплит-гранитов оранжеит наблюдается в виде мелких зерен или цирконоподобных кристаллов, с поверхности нередко покрытых непрозрачной пленкой черного цвета. В составе акцессорных минералов этих гранитных пород наряду с оранжеитом присутствуют циркон, апатит, титанит, флюорит, молибденит, пирит и сфалерит.

Минерал очень хрупок, медленно растворяется в соляной кислоте с выделением белого тонкозернистого порошка (студенистого кремнезема). Под микроскопом в иммерсионных препаратах в проходящем свете прозрачен, при скрещенных николях изотропен. Показатель преломления 1,71, спускаясь в некоторых случаях (видимо, у измененных разновидностей) до 1,69. Радиоактивен. Спектральный анализ минерала, выполненный Н. В. Арнаутовым, дал следующие результаты: Th — очень много (больше 10%); Si, Ca — очень сильные линии; Y — сильные линии; Fe, Mg, Ba — средние линии; Mn, Pb, Al, Ti, Cu, Zn, Be — слабые и очень слабые линии.

Генетическая связь описываемой минерализации с гранитами Сарлыкского массива не вызывает сомнений.

Гранаты

В сложении скарново-рудных тел очень многих месторождений гранатам принадлежит исключительная роль. Среди известковых скарнов, образовавшихся биметасоматическим путем, выделяются два типа: мономинеральные гранатовые экзоскарны по карбонатным породам и двуминеральные пироксен-гранатовые эндоскарны по алюмосиликатным породам. При контактово-инфильтрационном типе метасоматоза и среди алюмосиликатных пород образуются мономинеральные гранатовые прожилки. В сложении скарново-рудных залежей многих месторождений, особенно тех из них, которые располагаются в непосредственном контакте или среди материнского интрузива, в равной мере принимают участие скарны биметасоматического и контактово-инфильтрационного типов.

Устанавливаются две отчетливо разновозрастные генерации граната: ранняя, образовавшаяся до магнетитового оруденения, и поздняя, секущая прожилками магнетитовые руды и замещающая магнетит. В подавляющем большинстве случаев — в месторождениях Кондомской, Те-

мир-Тельбесской, Краснокаменной, Амपालыкской групп, Инском, Белорецком и других — основная масса граната представлена ранней (домангнетитовой) генерацией. Исключением является Ирбинская группа, где позднему гранату принадлежит ведущая роль в сложении скарново-рудных образований. Аналогичный Ирбинскому, поздний гранат отмечен в

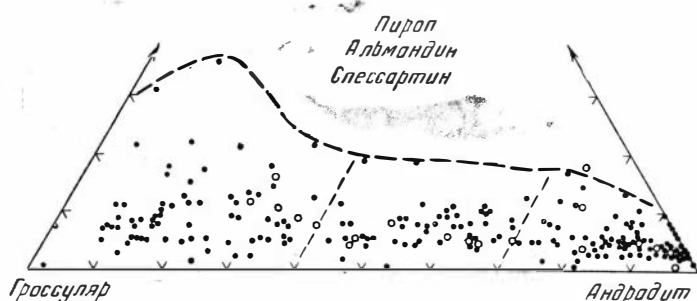


Рис. 68. Составы гранатов из скарнов (по Н. В. Соболеву, 1964) Белые кружки относятся к гранатам из скарнов железорудных месторождений Алтае-Саянской области

пределах отдельных участков месторождения Одиночное. Поздние анизотропные разности гранатов в небольших количествах обычны для Шерегешевского, Шалымского, Белорецкого, Тейского и других месторождений. Они наблюдаются в виде друз относительно крупных и идиоморфных кристаллов, располагающихся по краям полостей растворения, vyplненных, как правило, кальцитом, реже кварцем.

В табл. 9 сведены результаты химических анализов гранатов из скарнов с пересчетом на состав изоморфно смешивающих компонентов.

Приведенные в табл. 9 данные показывают, что для гранатов характерен широко колеблющийся переменный состав в изоморфном ряду гроссуляр — андрадит.

Н. В. Соболевым (1964) было собрано и статистически обработано 230 химических анализов гранатов из скарнов как биметасоматического, так и контактово-инфильтрационного типа. Нанесенные на трехкомпонентную диаграмму (рис. 68) составы гранатов из скарнов совершенно заполняют весь ряд гроссуляр — андрадит. Примесь пиральспитовых компонентов для большинства анализов не превышает 10%. Однако составы гранатов располагаются неравномерно в пределах ряда гроссуляр — андрадит с образованием трех максимумов.

На основании этого Н. В. Соболев выделил три типа скарновых гранатов. Первый тип включает гранаты с преобладанием гроссулярового компонента. Колебания в содержании андрадита от 0 до 40%. Для второго типа содержание андрадитового компонента колеблется от 40 до 70%, для третьего типа — от 70 до 100%.

Гранаты из скарново-магнетитовых месторождений в основном попадают в пределы второго и третьего типов. В пределах этих же типов располагаются гранаты из полиметаллических месторождений, в то время как большинство анализированных гранатов шеелитовых месторождений, характеризующиеся резким преобладанием гроссулярового компонента, относятся к первому типу. Распределение гранатов по их составам из железорудных, полиметаллических и шеелитовых месторождений показано на гистограммах (рис. 69). При построении этих гистограмм учтены и составы гранатов из скарнов железорудных месторождений Алтае-Саянской области. На существование некоторой связи между составом гранатов и характером рудоносности скарновых тел обращали внимание и ранее (Карпова, Иванщенко, 1954). Что касается распределения

Компоненты	342	281	1г	346	292	1у	2у	3у
SiO ₂	34,80	35,31	38,22	37,80	36,71	39,24	36,56	40,56
TiO ₂	0,06	0,48	0,16	0,80	0,90	0,64	0,15	0,32
Al ₂ O ₃	0,25	4,49	15,13	11,26	10,46	7,20	2,03	6,57
Fe ₂ O ₃	29,88	23,80	9,17	15,57	14,23	19,75	26,41	19,15
FeO	1,08	3,03	3,44	0,36	0,57	1,27	1,54	1,54
MnO	0,25	1,20	1,71	1,11	0,39	0,40	0,25	0,25
MgO	0,25	0,45	He обн.	0,60	0,61	0,25	0,15	0,12
CaO	32,44	30,50	31,82	32,35	34,35	30,10	32,22	31,97
H ₂ O	—	0,15	He обн.	He обн.	He обн.	0,36	0,68	0,48
П. п. п.	0,86	0,64	0,46	0,12	0,72	0,25	0,10	0,15
Сумма	99,81	100,05	100,11	99,97	99,94	99,47	100,24	101,07
Андрадит	95,9	77,2	28,2	46,5	46,4	63,7	89,1	64,9
Гроссуляр	—	11,4	60,5	47,4	49,2	31,2	6,0	30,2
Альмандин	2,5	6,8	7,5	1,3	1,2	3,1	3,5	3,7
Спессартин	0,6	2,8	3,8	2,4	0,9	1,0	0,7	0,7
Пироп	1,0	1,8	—	2,4	2,3	1,0	0,7	0,5
Скиагит	—	—	—	—	—	—	—	—
N	1,88	—	—	—	—	1,86	1,91	—
$\alpha_{b k x}$	—	—	—	—	—	—	—	—
Уд. вес	3,73	—	—	3,83	3,69	—	—	—

342 — Белорецкое месторождение, по нашим данным (Вахрушев, 1960); 281 — Инское месторождение, по нашим данным (Вахрушев, 1959); 1г — Ампалыкское месторождение, по нашим данным (Вахрушев, 1959); 292 — Шалымский район (Горная Шория), по Е. Н. Зыкову (1960); 219 — Тейское месторождение, по Недиктовой; 1с — месторождение Самсон, по Л. Л. Виленскому (1961); 1-0, 2-0 — место- (1960); 335, 277, 273, 138, 122, 311 — Ирбинская группа, по нашим данным (Вахрушев,

Кристаллохимические

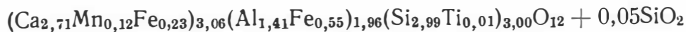
Белорецкое месторождение



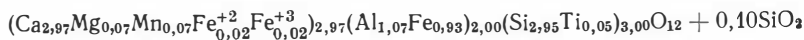
Инское месторождение



Ампалыкское месторождение



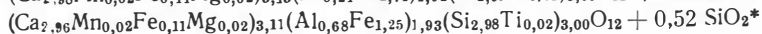
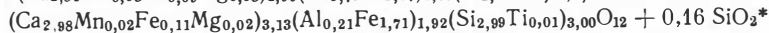
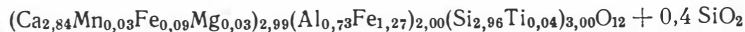
Шерегешевское месторождение



Шалымское месторождение



Уйзокский железорудный район



* В процессе анализа в этих образцах, видимо, несколько нарушены природные соотношения стехиометрической формулы, нельзя признать удовлетворительным.

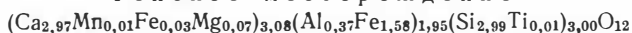
состав гранатов

219	1с	1-О	2-О	335	277	273	138	122	311	1	2
36,04	36,36	37,96	37,28	36,05	36,70	36,01	37,12	34,50	36,40	38,72	35,82
0,08	0,40	—	Следы	0,01	0,45	0,22	0,75	0,16	0,21	0,58	0,01
3,82	14,96	5,05	1,26	0,09	13,02	8,23	14,46	1,06	10,10	13,36	14,25
25,36	10,81	24,18	26,34	31,27	13,05	19,45	12,15	29,39	16,12	12,93	21,09
0,42	4,12	1,23	1,44	0,43	1,70	1,22	1,46	0,56	1,98	1,99	0,36
0,14	0,63	1,14	1,42	0,69	0,94	0,61	1,60	0,45	0,90	1,29	0,02
0,58	1,18	2,10	0,41	0,14	0,51	0,40	0,53	0,28	1,06	0,32	0,35
33,34	30,96	26,37	31,43	31,68	33,06	38,52	31,50	33,20	32,41	30,59	28,48
Не обн.	—	Не обн.	—	—	0,18	0,15	0,10	0,12	0,14	—	—
0,23	0,50	1,47	—	—	0,68	0,43	0,43	0,32	0,97	—	—
100,1	100,14	99,50	99,58	100,36	100,29	100,24	100,10	100,04	100,29	99,78	100,37
81,1	29,5	74,1	91,8	96,6	39,2	60,4	32,5	94,4	50,5	36,5	—
15,2	54,7	8,4	—	—	53,1	34,0	57,5	2,1	41,2	54,5	—
1,0	10,3	5,7	2,4	—	3,8	2,7	5,3	1,3	1,9	4,7	—
0,3	1,3	2,7	3,3	—	2,0	1,3	3,7	1,1	2,1	3,0	—
2,4	4,2	9,1	1,6	0,6	1,9	1,6	2,0	1,1	4,3	1,3	—
—	—	—	0,9	2,8	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	1,887	1,788	1,817	1,795	1,885	1,794	—	—
—	—	—	—	12,041	11,875	1,829	1,795	1,885	1,808	—	—
—	—	—	—	—	—	11,940	11,878	12,036	11,925	—	—
—	—	—	3,79	—	—	—	—	—	—	—	—

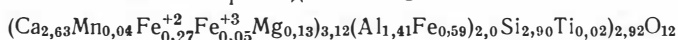
месторождение, по нашим данным, анализ выполнен в химической лаборатории ВСЕГЕИ анализ выполнен в химической лаборатории ВСЕГЕИ аналитиком Н. В. Бенедиктовой; ское месторождение, по нашим данным (Вахрушев, 1959); 1у, 2у, 3у — Уйзокский железонашим данным, анализ выполнен в химической лаборатории ВСЕГЕИ аналитиком Н. В. Берождение Одинокое Краснокаменной группы, по Г. А. Крутову, А. В. Миловскому и др. Соболев, 1963); 1, 2 — Ирбинская группа, по А. И. Александрову (1938).

формулы гранатов

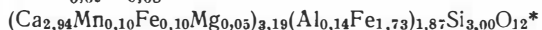
Тейское месторождение



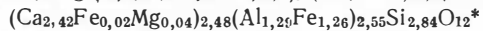
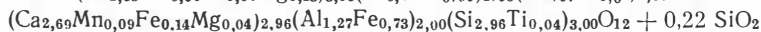
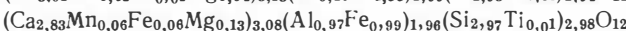
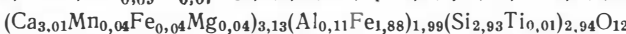
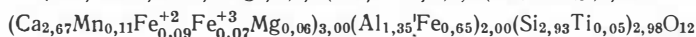
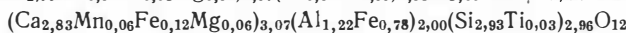
Месторождение Самсон



Месторождение Одинокое



Ирбинская группа



между окисным и закисным железом. Анализ обр. 2 (по А. И. Александрову, 1938), исходя из кри-

составов гранатов из скарново-магнетитовых месторождений вообще и Алтае-Саянской области в частности, то второму типу чаще отвечают гранаты эндоскарнов, а третьему — экзоскарнов, хотя могут наблюдаться и другие соотношения, даже попадание эндо- и экзоскарновых гранатов в пределы первого типа. Однако, по нашим материалам и данным других авторов, гранаты экзоскарнов, как правило, более обогащены андрадитовым компонентом.

В качестве примера широкого колебания составов гранатов в скарновых железорудных месторождениях Алтае-Саянской области приведем детальную характеристику гранатов Ирбинской группы (Вахрушев, Соболев, 1963).

В сложении скарново-рудных тел месторождений Ирбинской группы, как уже указывалось выше, важная роль принадлежит гранатам (не

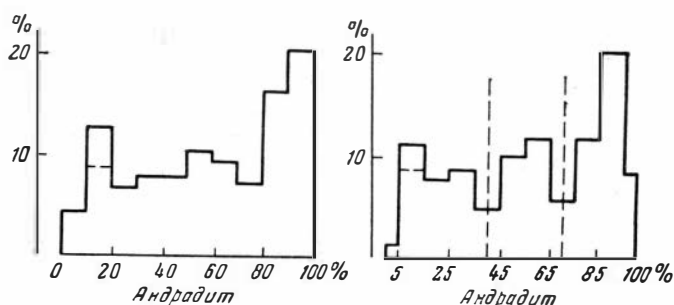


Рис. 69. Гистограммы распределения андрадитового компонента в гранатах из скарнов. Для второй гистограммы интервал сдвинут на 5% для проверки достоверности полученных максимумов (по Н. В. Соболеву, 1964)

случайно одно из месторождений этой группы названо Гранатовым). Наблюдаются широкие вариации в величине зерен, в окраске и других свойствах граната; разнообразны также и возрастные взаимоотношения его с сопутствующими минералами (в том числе с магнетитом), что позволяет рассматривать этот минерал как интересный объект для изучения в целях расшифровки сложной истории минералообразования. В связи с этим были предприняты дополнительные исследования гранатов Ирбинской группы в отношении их физических свойств и особенно химического состава, несмотря на то, что ряд сведений о составе и положении гранатов в общей схеме минералообразования имеется у А. И. Александрова (1938), В. В. Богацкого (1956) и в работах некоторых других исследователей.

Как показали проведенные исследования, все разновидности гранатов месторождения относятся кgrossуляр-андрадитовому ряду с содержанием андрадитового компонента от 30 до 100%. Соответственно показатели преломления изменяются в пределах от 1,787 до 1,890. В штуфах макроскопически, а особенно под микроскопом отчетливо выделяются два основных типа граната, отличающиеся как по химическому составу, так и по его взаимоотношению с магнетитом.

Первый тип граната во всех наблюдаемых случаях выделяется раньше магнетита и интенсивно замещается последним. Окраска зеленая, иногда желтоватая, оптически гранат совершенно изотропен. Показатели преломления от 1,885 до 1,890. Результаты химического анализа и величина параметра элементарной ячейки (см. табл. 9, обр. 335) показывают, что этот гранат во всех случаях отвечает почти чистому андрадиту с ничтожной примесью пиральспитовых компонентов. Следует заметить, что гранат такого состава в данном месторождении встречается сравни-

тельно редко и во многих случаях наблюдается в виде реликтовых участков среди магнетитовых руд.

Второй тип граната широко распространен в скарнах и рудах. Характерным признаком этого граната является резко выраженная анизотропия, благодаря чему он легко отличается в прозрачных шлифах от граната первого типа. Окраска анизотропного граната варьирует от красно-бурого (или почти красного) до коричневатого-бурого.

Красно-бурый гранат встречается в безрудных эндоскарнах, развивающихся по силикатным породам (различного рода роговикам, диоритам, сиенитам и т. п.) в виде сети небольших жилок, постепенно увеличивающихся в размерах до образования массивных гранатовых скарнов. Химический состав одного образца красно-бурого граната (обр. 277), образовавшегося по силикатной породе, приведен в табл. 9. По результатам химического анализа, так же, как по оптическим и рентгенометрическим исследованиям, этот гранат содержит около 40% андрадитового компонента.

Коричневато-бурый гранат встречается в виде жилок в сплошной магнетитовой руде, в виде друз в пустотках среди магнетитовой массы, а также цементирует обломки магнетита и андрадитового скарна в брекчированных разностях руд. Состав этой разновидности граната по сравнению с красно-бурым гранатом, образовавшимся на месте силикатной породы, характеризуется более высоким содержанием андрадитового компонента (до 60%), что видно из результатов химического анализа (см. табл. 9, обр. 273).

Следует заметить, что наши результаты по составу гранатов не согласуются с данными А. И. Александрова (1938). Химические анализы гранатов ирбинских месторождений, заимствованные из работы А. И. Александрова, также приведены в табл. 9. При рассмотрении анализов бросается в глаза очень высокое содержание окисного железа в одном образце (ан. 2) при почти одинаковом, даже несколько большем по сравнению с другим образцом (ан. 1), содержании глинозема. При пересчете на кристаллохимическую формулу для 2-го анализа выявляется большой избыток трехвалентных катионов при недостатке двухвалентных, вследствие чего этот анализ нельзя признать удовлетворительным. Состав другого граната, выделившегося, по данным А. И. Александрова, до образования магнетита, оказался почти идентичным описанному гранату из эндоскарнов (табл. 9, обр. 277).

Интересными образованиями являются зональные гранаты. Зональность, как отмечает Д. П. Григорьев (1961), характерна при росте любых минеральных индивидов, только ее не всегда удается наблюдать. Наиболее распространенный тип зональности (первый тип, по Д. П. Григорьеву) создается преимущественно колебаниями химического состава кристаллов вследствие изменений физико-химических условий тех растворов, из которых происходит кристаллизация.

Зональность, проявившаяся в виде чередования изотропных и анизотропных зон разного состава, свойственна гранатам почти всех скарново-магнетитовых месторождений Алтае-Саянской области. Такая зональность обнаруживается только под микроскопом. Гораздо реже встречается зональность, четко различаемая макроскопически, благодаря наличию разноокрашенных зон. Примером такой зональности и служат описываемые гранаты (рис. 70). В этих гранатах резко выделяются две, иногда четыре зоны. Двухзональные гранаты состоят из внутреннего темно-зеленого ядра и тонкой внешней каймы красного цвета. Специальными исследованиями Н. В. Соболева установлено, что внутреннее ядро в изученных разрезах имеет шестиугольную форму и ограничено гранями (110), внешняя оболочка характеризуется наличием формы (221). Особенно четко это наблюдается в четырехзональных гранатах, где

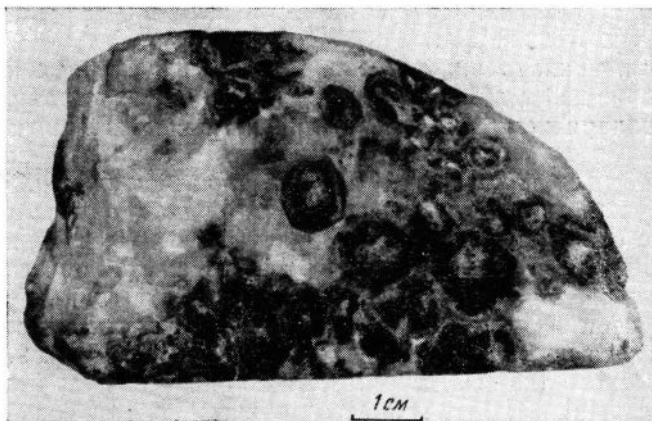


Рис. 70. Зональные кристаллы граната среди кварц-кальцитовой массы. Полированный штучф зерна, Ирбинская группа

внутреннее ядро имеет вид неправильных бесцветных или окрашенных в желтоватый оттенок пятен, но дополнительно еще присутствуют три разноокрашенные зоны. Бесцветное ядро, в некоторых кристаллах совсем отсутствующее, окружено широкой темно-зеленой зоной, аналогичной темно-зеленому ядру двухзональных кристаллов. В отличие от последних, между внешней красной каймой и темно-зеленой зоной в четырехзональных кристаллах наблюдается узкая полоска темно-коричневого граната. Эта полоска очень четко ограничивает зеленую зону и полностью повторяет ее кристаллографические очертания, подтверждая наличие формы (110), которая для красной каймы сменяется формой (211). Такая смена типа габитуса граната может быть объяснена, по В. С. Соболеву (1949), изменением характера подвижности компонентов.

Под микроскопом внутренняя часть зерен граната изотропна и почти бесцветна. Темно-коричневая кайма имеет довольно густую бурю окраску в шлифе и обладает едва заметной анизотропией. И, наконец, внешняя буровато-красная кайма обладает четко выраженной анизотропией.

С целью детального изучения зональных гранатов материал из различных зон тщательно был отобран под бинокулярной лупой для химических, рентгенометрических и оптических исследований. Химические анализы выполнены для темно-зеленой каймы (табл. 9, обр. 122) и внешней красной каймы четырехзональных гранатов (табл. 9, обр. 311).

В четырехзональных гранатах были замерены показатели преломления и определены параметры элементарной ячейки. Результаты этих исследований сведены в табл. 10.

Из результатов химического анализа отдельных зон гранатов и из данных табл. 10 отчетливо видно, что по мере перехода от центрального ядра к периферическим зонам зональных гранатов происходит снижение содержания андрадитового компонента. Для двухзональных гранатов крайние пределы в содержании андрадитового компонента составляют 50—100%. В четырехзональных гранатах появляется еще промежуточная зона с содержанием 80% андрадитового компонента. Зоны, составляющие центральную часть кристаллов, хотя и четко различаются по цвету, но имеют одинаковый состав.

Под микроскопом внутренняя часть кристаллов андрадитового состава изотропна и почти бесцветна. Темно-коричневая кайма имеет в шлифе довольно густую бурю окраску и обладает едва заметной анизотропией. И, наконец, внешняя буровато-красная кайма обладает четко выраженной анизотропией.

Показатели преломления и параметры элементарной ячейки
в четырехзональных гранатах

Зоны граната	<i>N</i>	<i>a, bKx</i>	Содержание андрадитового компонента, %
1. Почти бесцветное ядро.	1,889	12,034	100
2. Темно-зеленая кайма	1,889	12,031	100
3. Темно-коричневая кайма	1,863	12,000	80
4. Буровато-красная внешняя кайма	1,794—1,808	11,925	50

Таким образом, как показало изучение зональных гранатов и изучение взаимоотношений гранатов с магнетитом, наиболее ранним гранатом в пределах Ирбинских месторождений является андрадит. Заметим, что наши рассуждения не относятся к эндоскарновым гранатам промежуточного состава, так как их взаимоотношения с магнетитом пока не ясны. В более поздних гранатах содержание андрадитового компонента постепенно уменьшается. Особенно четко это прослеживается на зональных гранатах.

Последовательное обогащение гранатов гроссуляровым компонентом может быть объяснено возрастающей активностью глинозема в процессе минералообразования. Такое возрастание активности или химического потенциала глинозема, как указывает Д. С. Коржинский (1955), невозможно при биметасоматозе, а характерно для явлений контактово-инфильтрационного скарнообразования. При биметасоматозе, по Д. С. Коржинскому, в силу прогрессирующего повышения концентрации железа и магния в растворе в эндоскарновых зонах развиваются все более железистые гранаты. В последних стадиях скарнообразования становятся устойчивыми наиболее железистые члены ряда гранатов вплоть до андрадита, дающие прожилки в менее железистых. В нашем случае наблюдаются обратные соотношения, а именно: более поздние выделения граната, слагающие периферические зоны зональных кристаллов, являются менее железистыми.

Не исключена возможность, что обогащение граната гроссуляровым компонентом в конечных стадиях скарнообразования связано не столько с привнесом глинозема в растворах, сколько с падением потенциала щелочей (K) в случае развития гранатов, например, по калиевым шпатам сиенитов или при возрастании потенциала кальция при замещении плагиоклазов.

Данные по геологическим условиям нахождения скарновых минералов и, в частности, описываемых гранатов, допускают, наряду с биметасоматическим диффузивным процессом в пределах Ирбинских месторождений, проявления в широких масштабах контактово-инфильтрационного скарнообразования, приведшего к возникновению обогащенных гроссуляровым компонентом гранатов, отложившихся после магнетита, и зональных гранатов.

В ряде других месторождений зональное строение граната наблюдается среди полностью изотропных разностей. Оно выражается в различной интенсивности окраски полосок. Иногда на поверхности раздела зон в гранате наблюдаются точечные включения постороннего материала, свидетельствующие о некотором перерыве в формировании кристаллов граната.

В скарново-рудных залежах Инского и других месторождений, подвергшихся термометаморфизму со стороны молодых гранитных интрузий, как уже отмечалось выше, локально развиты перекристаллизованные разности гранатов.

На Шалымском месторождении были обнаружены и детально описаны выделения граната, обладающие необычным почковидным концентрически-зональным строением не кристаллов, а своих агрегатов, морфологически напоминающих типичные колломорфные образования (Вахрушев, 1958).

В серии проб граната спектрографически проведено определение следующих элементов: Si, Al, Fe, Mg, Ca, Mn, Ti, Cr, V, Zn, Ni, Co, Cu, Zr, Sc, Be, Sn, As, Pb, Mo, Ga, Ge, Y.

Помимо главных шести элементов (Si, Al, Fe, Mg, Ca и Mn), в гранатах постоянно присутствует титан, а из рассеянных элементов — германий. Из других примесей в количестве от десятитысячных до сотых долей процента чаще всего встречаются в гранатах ванадий, цинк, медь, а также цирконий и иттрий. Примерно в таких же количествах, но несколько реже, отмечается кобальт и никель. Хром обнаружен всего лишь в 5 пробах из 25 анализированных. В 5 пробах гранатов Белорецкого месторождения встречен мышьяк (0,01—0,02%). Олово, а особенно свинец, молибден и галлий встречены в единичных пробах. Скандий и бериллий ни в одном случае не были обнаружены.

Из полученных данных вытекают следующие два положения: 1) в составе гранатов из железорудных месторождений Алтае-Саянской области присутствует ограниченное количество элементов-примесей; 2) содержание отдельных элементов-примесей в гранате, как правило, незначительно.

А. С. Дудыкиной (1959) для гранатов различного генезиса выделены парагенетические ассоциации элементов-примесей. В частности, для гранатов из скарновых железорудных месторождений такая ассоциация представлена следующими элементами: Ti, Cr, V, Ni, Co, Zr (Y, Sc).

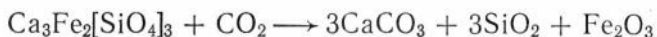
Это заключение в основном и подтверждается нашими данными. Действительно, такие элементы, как бериллий, скандий, олово, галлий, свинец, широко распространенные в гранатах месторождений других генетических типов, не характерны для гранатов железорудных месторождений. Некоторым исключением является германий, который А. С. Дудыкиной не включен в парагенетическую ассоциацию элементов-примесей данного типа гранатов. Однако, по нашим данным, германий постоянно присутствует в гранатах железорудных месторождений, хотя и в меньшем количестве, чем, например, в марганцевых гранатах из пегматитов или грейзенизированных гранитов. В частности, аксессуарный альмандин из грейзенизированных гранитов Мустаг-Сарлыкского плутона в Кондомском районе, по данным химических анализов двух проб, содержит 0,005% германия, в то время как в скарновых гранатах железорудных месторождений содержание этого элемента обычно находится в пределах десятитысячных долей процента.

Относительная бедность элементами-примесями гранатов железорудных месторождений обусловлена природой первоисточника минералообразующих растворов или, другими словами, формационным типом материнских интрузивных комплексов, имеющих в данном случае базальтоидное происхождение. Немаловажное значение имеет и простой в отношении главных компонентов состав граната, представленный, по существу, сочетанием в разных пропорциях только двух компонентов (гроссуляра и андрангита). В связи с этим возможность изоморфного вхождения в кристаллическую решетку минерала для многих рассеян-

ных элементов оказалась более ограниченной, чем, например, для гранатов, богатых пиральспитовыми компонентами.

Гранатовые скарны замещаются магнетитом и сульфидным минералами. Обычны явления избирательного замещения зонарных гранатов кальцитом, магнетитом и пиритом. Для многих месторождений (Шерегешевское, Инское, Ирбинское) характерно псевдоморфное замещение граната эпидотом или клиноцоизитом. Более редки случаи замещения граната мелкочешуйчатыми агрегатами биотита (Ампалыкское месторождение) и актинолитом. Последний чаще встречается вдоль трещин в гранате. Наблюдается разложение граната, особенно андрадита, с образованием гематита, кальцита и кварца (Таштагол), иногда появляется примесь сфена (при разложении титансодержащего граната) и хлорита за счетgrossулярового компонента.

Принимается, что такое преобразование граната связано с воздействием углекислоты и идет по схеме:



Везувиан

Редок. В виде единичных кристаллов с секторальным угасанием ($Nm = 1,700$, $Ng-Np = 0,004-0,005$) везувиан описывается С. С. Лапиным и В. Н. Шараповым (1963) в скарнах Темиртауского, В. И. Синяковым (1961) — Леспромхозного и П. В. Комаровым (1961) — Тейского месторождений, и, наконец, в крайне незначительных количествах этот минерал совместно с гранатом, эпидотом и кальцитом был отмечен Н. Г. Суминым (1949) в скарнированных основных породах Шерегешевского месторождения.

Титанит

Титанит в небольших количествах почти постоянно встречается в рудах и особенно в околорудных метасоматитах — скарнах, около-скарновых диопсид-плагноклазовых породах, скаполит-альбитовых породах и т. п. Происхождение его связано с разложением магнетита, ильменита, а также гранатов, пироксенов, амфиболов и других титансодержащих силикатов.

В скарнах Ирбинского месторождения кое-где наблюдаются включения титанита в идиоморфных кристаллах анизотропного граната. Образование этого титанита связано с перекристаллизацией граната под влиянием поздних гидротермальных процессов. Перекристаллизация сопровождалась «сбрасыванием» из кристаллической решетки минерала титана. Последний в силу исключительной инертности в этих условиях оставался на месте, образуя округло-неправильные комковатые стяжения титанита непосредственно в центральных частях («ядрах») кристаллов перекристаллизованного граната.

В отдельные моменты послемагматического минералообразования титан приобретает некоторую подвижность, обуславливая переотложение титанита. Вопрос о миграции титана при метасоматозе детально рассмотрен в главе 4.

Аксинит

Аксинит известен в ряде пунктов Темир-Тельбесского района Горной Шории (месторождения Тельбес, Леспромхозное, Кедровское, Лево-Сухаринское, Верхне-Учеленское и другие). В Тельбесском месторождении, по В. М. Кляровскому (1953), аксинит выполняет в виде друз

пустоты или образует гнездообразные скопления среди гранат-пироксеновых скарнов. Зерна и агрегаты граната и пироксена нередко раздроблены и интенсивно разъедены и замещены аксинитом. Размер кристаллов аксинита достигает 2 см. Для Леспронхозного, Сухаринского и Кедровского месторождений характерна приуроченность аксинита к зонам дробления и гидротермального изменения гранитоидов Тельбесского плутона (Бабошин, 1962 и другие).

Аксинит нами был обнаружен в Шалымском месторождении (Вахрушев, 1956₃, 1959_{2,3}). Здесь удлиненно-пластинчатые, клинообразные кристаллы аксинита размером 2—3 мм в ассоциации с кальцитом, хлоритом, кварцем, магнетитом и другими находятся внутри почковидных агрегатов граната. Минерал в шлифе бесцветен; при скрещенных николях в большинстве зерен наблюдается характерное волнистое угасание. Оптические свойства: $N_g = 1,678$, $N_p = 1,668$, $N_g - N_p = 0,010$; $2V$ отрицательный, большой, $r < V$ сильная. Позже в том же районе, вблизи пос. Усть-Шалым, скопления аксинита были обнаружены В. А. Бабошиным и Э. Э. Микельсоном в составе зональных карбонат-аксинит-кварцевых жил, залегающих среди нижнекембрийских эффузивов.

Наконец, присутствие аксинита в незначительном количестве отмечается в Инском (Селиверстова и др., 1959) и Кузнецовском месторождениях.

Из приведенных выше данных можно сделать следующие заключения:

Аксинит является более поздним образованием по сравнению со скарнами и магнетитовыми рудами.

Находки аксинита ограничены месторождениями Горной Шории и Горного Алтая, т. е. районами проявления в железорудных месторождениях борной минерализации, в частности турмалиновой.

Кордиерит

Как уже отмечалось выше, кордиерит установлен нами в составе роговиков Инского месторождения, где он в ассоциации с антофиллитом наблюдается в виде неправильных зерен с характерными лимонно-желтыми двориками вокруг включений.

Образование кордиерита связано с высокотемпературным контактовым метаморфизмом со стороны Тигерекской интрузии гранитов на высокоглиноземистые породы (глинистые сланцы). Кордиеритсодержащие роговики были выявлены и за пределами участка месторождения, также в ореоле контактового метаморфизма гранитного интрузива.

Имеются указания на присутствие единичных зерен кордиерита в околорудных метасоматитах Тейского месторождения (Дербилов, 1935).

Турмалин

Турмалин, как известно, не характерен для контактово-метасоматических (скарновых) месторождений. Тем не менее в месторождениях Горного Алтая (Инское, Белорецкое) и отчасти Горной Шории этот минерал присутствует в заметных количествах.

На Инском месторождении турмалин черный. Чаще всего он наблюдается в виде сноповидных, радиально-лучистых агрегатов на стенках трещин отдельности в скарново-рудных образованиях, роговиках и т. п., либо образует гнездообразные обособления и жилы мощностью до 0,5 м и более, состоящие из одного турмалина или из турмалина и кварца. В последнем случае турмалин располагается по периферии жилы с постепенным переходом во вмещающую породу, кварц же выполняет ее центральную часть. В кварце встречается редкая вкрапленность пирита.

Турмалиновая минерализация в равной степени накладывается как на скарново-рудные тела, так и на секущие их граниты Тигерекского массива. В связи с этим отметим, что первые сведения о наличии турмалина в пегматитах Тигерекского массива относятся к XVIII в. и связаны с именем В. М. Севергина. Широкое распространение черного турмалина в породах, слагающих Тигерекский массив, отмечено в сводке П. П. Пилипенко (1915). По последним данным Н. Н. Амшинского, Т. С. Калугиной и других исследователей, среди интрузивных комплексов, известных на Алтае, герцинские граниты калбинского типа являются наиболее бороносными. В них турмалин встречается как акцессорный минерал, а также в составе пегматитов, грейзенов, кварцевых жил и контактовых роговиков. Гранитоиды Змеиногорского и Сандринского (салаирского) комплексов менее бороносны.

В табл. 11 приведен химический состав и кристаллохимическая формула черного турмалина (обр. 254) из кварц-турмалиновой жилы в габридном диорите Инского месторождения. Показатели преломления этого турмалина: $N_m = 1,664$, $N_p = 1,633$; $N_m - N_p = 0,031$.

В Белорецком месторождении наряду с черным турмалином встречается турмалин буровато-коричневой окраски. Буровато-коричневый турмалин нами впервые установлен среди грубополосчатых мраморизованных известняков, подстилающих скарново-рудные тела. В отдельных случаях порода почти нацело сложена длинноигльчатыми агрегатами этого турмалина. Возможно, что обе разновидности турмалинов одновозрастные, и различия в их составе объясняются особенностями вмещающих пород.

Ниже приводится сравнительная характеристика обеих разновидностей турмалина.

Черный турмалин (обр. 109). Удельный вес 3,18. В проходящем свете минерал окрашен в синий цвет с резко выраженным плеохроизмом по обратной схеме — от светло-розового по N_p до темно-синего по N_m . Оптически одноосный, отрицательный, удлинение отрицательное. $N_m = 1,685$; $N_p = 1,646$; $N_m - N_p = 0,039$.

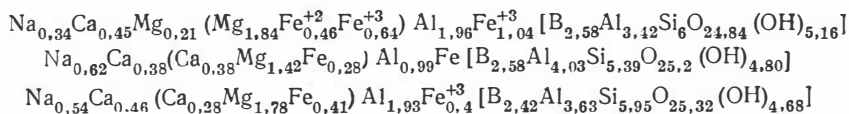
Буровато-коричневый турмалин (обр. 204). Удельный вес 3,12. В проходящем свете также резко плеохроирует от почти бесцветного по N_p

Т а б л и ц а 11

Химический состав турмалинов
(в вес.%)

Компоненты	254	109	204	Компоненты	254	109	204
SiO ₂	34,04	32,20	36,40	Na ₂ O	1,00	1,90	1,75
TiO ₂	0,67	0,075	0,112	K ₂ O	Нет	0,108	0,136
Al ₂ O ₃	25,36	25,48	29,02	Li ₂ O	—	0,031	0,031
Fe ₂ O ₃	12,49	14,04	3,38	B ₂ O ₃	8,48	8,95	8,60
FeO	3,12	2,00	3,00	H ₂ O ⁺	4,3	4,3	4,3
MnO	0,09	Следы	Нет	F	—	0,001	0,005
MgO	7,64	5,71	7,35				
CaO	2,36	4,25	4,25	С у м м а . .	99,55	99,05	98,38

Кристаллохимические формулы



до зеленовато-желтого цвета по Nm . Одноосный, отрицательный, удлинение отрицательное. $Nm = 1,639$; $Np = 1,615$; $Nm - Np = 0,024$.

Разрезы, перпендикулярные удлинению, у обеих разновидностей турмалина имеют форму сферических треугольников с отчетливо выраженным зональным строением. В проходящем свете отдельные зоны отличаются густотой окраски.

Обе разновидности турмалина были проанализированы в Химико-металлургическом институте СО АН СССР аналитиком А. Г. Васильевой. Результаты химического анализа и кристаллохимические формулы этих разновидностей приведены в табл. 11.

Т а б л и ц а 12

Рентгенограммы турмалинов

№ пп	Обр. 109		Обр. 204		Турмалин, по В. И. Михееву		Литиевый турмалин, по В. И. Михееву	
	I	$d (hkl)$	I	$d (hkl)$	I	$d (hkl)$	I	$d (hkl)$
1	Сл.	6,29	—	—	8	6,5	2	6,30
2	О. о. сл.	4,92	—	—	2	5,1	3	4,93
3	»	(4,61)	—	—	2	4,6	3	(4,60)
4	О. сл.	(4,36)	—	—	—	—	3	(4,36)
5	Сил.	4,21	Ср.	420	6	4,29	6	4,17
6	»	3,98	»	3,97	7	3,99	7	3,95
7	Сл.	(3,815)	—	—	—	—	2	(3,798)
8	Сил.	3,46	Сил.	3,46	8	3,48	6	3,43
9	Сл.	(3,28	Сл.	(3,23)	4	(3,29)	6	3,33
10	»	2,99	Сил.	2,96	8	2,98	3	2,98
11	Сил.	2,95	—	—	—	—	8	2,92
12	Ср.	(2,89)	О. сл.	(2,82)	4	(2,85)	1	2,85
13	Сил.	2,58	Сил.	2,57	10	2,59	10	2,55
14	О. сл.	(2,37	—	—	4	2,39	6	2,357
15	Сл.	(2,34	—	—	4	2,35	6	2,320
16	О. о. сл.	(2,24	—	—	2	2,26	4	2,231
17	»	2,19	—	—	4	2,19	—	—
18	»	2,16	—	—	—	—	3	2,16
19	»	2,11	—	—	4	2,12	5	2,14
20	Сл.	2,05	Ср.	2,04	6	2,05	7	2,09
21	О. сл.	2,02	—	—	—	—	9	2,02
22	Ср.	1,92	Ср.	1,92	6	1,93	8	1,90
23	»	1,66	Сл.	1,65	8	1,66	8	1,63
24	О. сл.	1,63	»	1,63	2	1,65	7	1,62
25	Ср.	(1,59	»	1,59	7	1,598	8	(1,58)
26	»	1,50	»	1,50	6	1,51	7	1,49
27	О. сл.	1,47	—	—	4	1,48	3	1,46
28	Ср.	1,45	Сл.	1,44	7	1,45	9	1,43
29	О. о. сл.	1,43	—	—	4	1,43	1	1,42
30	Ср.	1,40	Сл.	1,41	7	1,41	3	1,40
31	О. о. сл.	1,35	—	—	6	1,36	9	1,39
32	»	1,32	О. о. сл.	1,32	7	1,33	8	1,34
33	О. сл.	1,31	»	1,30	7	1,31	7	1,31
34	Ср.	1,27	»	1,27	6	1,27	8	1,29

П р и м е ч а н и е. Рентгенограммы сняты в камере $D = 143$ мм, Fe-излучение, экспозиция 45 час., $I = 12$ ма, $V = 32$ кв.

Сил.— линии сильной интенсивности; ср.— средней; сл.— слабой; о. сл.— очень слабой, о. о. сл.— едва заметной.

Из приведенных данных видно, что изученные турмалины в химическом отношении существенно отличаются друг от друга лишь содержанием железа. Характерной особенностью обеих разновидностей турмалина является повышенное содержание в них кальция, замещающего в кристаллической решетке минерала натрий, т. е. они относительно богаты молекулой увита. Дополнительно с помощью химического и спектрографического методов в турмалинах Инского и Белорецкого месторождений в незначительных количествах установлено присутствие галлия, кобальта, никеля, хрома, ванадия, свинца, молибдена, меди и цинка.

Порошковые рентгенограммы турмалинов, полученные Д. К. Архипенко, представлены в табл. 12. Тут же приведены рентгенограммы обычного железо-магнезильного турмалина и литиевого турмалина, по В. И. Михееву (1957). Обе наши рентгенограммы по основным линиям тождественны между собой и очень близки стандартной рентгенограмме обычного турмалина. В рентгенограмме буровато-коричневого турмалина (обр. 204), в отличие от рентгенограммы черного турмалина и стандартной рентгенограммы, некоторые линии слабой интенсивности не проявились.

Турмалин установлен в Шерегешевском месторождении, где он присутствует в виде скоплений мелких зерен размером до 0,5 мм в оротовикованных сиенитах. Судя по показателям преломления ($N_m = 1,657$; $N_p = 1,630$; $N_m - N_p = 0,028$), турмалин Шерегешевского месторождения принадлежит к промежуточным (железо-магнезильным) разновидностям изоморфного ряда дравит — шерл.

Значительные проявления турмалиновой минерализации известны в подавляющем большинстве месторождений Темир-Тельбесской, Сухаринской, Казской и Тазской групп Горной Шории. В Кондомском районе турмалин встречается также в пегматитах и грейзенизированных разновидностях гранитов мустагского плутона. В Темир-Тельбесском железорудном районе повышенная бороносность свойственна тем месторождениям (Верхний Учелен, Аргыш-Таг, Большая Гора), которые приурочены к апикальным частям Тельбесского плутона.

В месторождениях Кузнецкого Алатау (Хайлеольское, Ампалыкская, Тейская группы) и Восточного Саяна (Абакан, Ирба, Таятское) турмалин не обнаружен.

Таким образом, в региональном плане в отношении распространенности турмалина намечается следующая закономерность. Турмалин в заметных количествах встречается в тех железорудных районах, где широко распространены кислые герцинские интрузии гранитов батолитового типа. К таковым в Горном Алтае относится, например, Тигерекский гранитный плутон, в Горной Шории — Мустагский гранитный массив и ряд сопровождающих его сателлитов. Это обстоятельство указывает на генетическую связь турмалиновой минерализации с гранитной магмой, что постоянно подтверждается возрастными взаимоотношениями турмалина со скарново-магнетитовым оруденением и присутствием его в самих гранитах.

Волластонит

Волластонит встречается во многих месторождениях. Среди скарновых пород Шерегешевского месторождения волластонит образует сплошные массы и чаще столбчатые радиально-лучистые агрегаты с длиной волокон до 4—5 см. В шлифе бесцветен, удлинение положительное. Оптически двусный, отрицательный ($2V = -40^\circ$), $r > V$, $Ng = 1,630$, $Np = 1,613$, $Ng - Np = 0,017$. Агрегаты граната, находящиеся в парагенезисе с волластонитом, нередко сильно вытянуты в соответствии с удлинением кристаллов последнего с образованием линейно-параллельной микротекстуры породы (рис. 71).



Рис. 71. Выделения волластонита среди гранатового агрегата.
Прозрачный шлиф, увел. 20, Шерегешевское месторождение

Агрегаты крупных шестоватых кристаллов волластонита ($Ng = 1,633$, $Np = 1,618$) по мраморам в ассоциации с диопсидом и реликтовым кальцитом нами наблюдались на месторождении Самсон.

Отложение волластонита происходило по известнякам в ранние (высокотемпературные) стадии скарнового этапа минерализации, т. е. несколько раньше граната и почти одновременно с моноклинным пироксеном в обстановке низкой концентрации в растворах железа и магния.

Незначительные скопления волластонита известны в некоторых месторождениях Темир-Тельбесского района.

Ксонотлит

Ксонотлит открыт и описан Н. Г. Суминым в Шерегешевском месторождении. Наблюдается он среди метаморфических, частично скарнированных пород габбро-диабазового состава в ассоциации с альбитом, скаполитом, биотитом, роговой обманкой, гранатом, эпидотом, кальцитом и мусковитом.

Формы выделений ксонотлита — радиально-лучистые, волокнистые и игольчатые агрегаты ярко-розового цвета с ясной спайностью в направлении удлинения.

Оптические свойства минерала (по Н. Г. Сумину): $Ng = 1,595$, $Np = 1,583$, $Ng - Np = 0,012$. Оптически двусный, положительный.

Моноклинный пироксен

Подобно гранатам, моноклинный пироксен ряда диопсид — геденбергит является главным порообразующим минералом скарнов. Наряду с биминеральными пироксен-гранатовыми скарнами в ряде месторождений встречаются скарновые залежи, состоящие из одного пироксена (Шерегеш, Ампалык). Кроме того, пироксен входит в состав околоскарновых пород (Ирба, Шалым).

Развитие пироксеновых, так же, как и гранатовых, скарнов происходит метасоматическим путем: 1) на контакте пород активной интрузии с известняками или другими карбонатсодержащими породами месторождения Шерегеш, Шалым, Темир-Тау в Горной Шории, месторождения Ирбинской и Краснокаменской групп в Восточных Саянах и другие); 2) вдоль слоистости литологически неоднородных осадочных

Т а б л и ц а 13

Химический состав моноклинного пироксена
(в вес.%)

Окислы	30	130	68	244	100	510
SiO ₂	52,26	50,39	52,89	50,59	49,78	47,55
TiO ₂	0,14	0,12	0,08	0,05	0,13	0,20
Al ₂ O ₃	1,67	1,03	1,11	1,28	1,38	2,71
Fe ₂ O ₃	2,20	1,57	2,40	4,17	1,94	4,01
FeO	8,62	9,85	0,61	10,32	10,71	14,51
MnO	0,43	0,78	0,18	1,10	0,41	0,58
MgO	10,80	11,45	17,43	8,83	12,30	7,21
CaO	21,75	23,00	24,07	22,68	23,08	22,03
K ₂ O	0,024	0,18	0,04	Нет	0,22	0,10
Na ₂ O	0,13	—	0,12	0,36	0,66	0,56
V ₂ O ₅	0,013	—	—	—	0,01	Нет
Cr ₂ O ₃	0,006	—	—	—	0,016	»
P ₂ O ₅	—	—	0,31	0,02	Следы	0,027
П. п. п.	1,32	1,60	0,63	—	—	1,22
Сумма	99,36	99,97	99,88	101,41	100,64	100,70

Химические анализы обр. 130, 244, 100 и 510 выполнены в Центральной химической лаборатории Новосибирского геологического управления, 30 и 68 — в аналитической лаборатории Химико-металлургического института СО АН СССР (аналитик З. И. Астапович).

Кристаллохимические формулы

Месторождение Одиное

Обр. 30. Ca_{0,89}(Mg_{0,61}Fe⁺²_{0,27}Fe⁺³_{0,06}Al_{0,07})_{1,01}[Al_{0,01}Si_{1,99}O₆]

Ирбинское месторождение

Обр. 130. Ca_{0,94}(Mg_{0,66}Fe⁺²_{0,32}Fe⁺³_{0,05}Mn_{0,02}) [Al_{0,05}Si_{1,95}O₆]

Ампалыкское месторождение

Обр. 68. Ca_{0,95}(Mg_{0,96}Fe⁺²_{0,02}Fe⁺³_{0,06})_{1,04}[Al_{0,05}Si_{1,95}O₆]

Белорецкое месторождение

Обр. 244. Na_{0,01}Ca_{0,94}(Mg_{0,5}Fe⁺²_{0,33}Fe⁺³_{0,12}Mn_{0,02}) [Al_{0,05}Si_{1,95}O₆]

Инское месторождение

Обр. 100. Na_{0,05}Ca_{0,93}(Mg_{0,69}Fe⁺²_{0,33}Fe⁺³_{0,08}Mn_{0,01}) [Al_{0,06}Si_{1,89}O₆]

Инское месторождение

Обр. 510. Na_{0,04}Ca_{0,94}(Mg_{0,43}Fe⁺²_{0,48}Fe⁺³_{0,13}Mn_{0,02}) [Al_{0,13}Ti_{0,01}Si_{1,86}O₆]

Изоморфный состав пироксена (в %)

Компоненты	30	130	68	244	100	510
Диопсид — $\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$	58	66	92	51	66	43
Геденбергит — $\text{CaFe}^{+2}[\text{Si}_2\text{O}_6]$	26	27	2	33	22	42
Иогансенит — $\text{CaMn}[\text{Si}_2\text{O}_6]$	—	2	—	2	1	2
Эгирин — $\text{NaFe}^{+3}[\text{Si}_2\text{O}_6]$	—	—	—	1	5 (1)	4 (0)
$(\text{MgFe})(\text{FeAl})_{1/3}[\text{Si}_2\text{O}_6]$	15	—	1	8	—	—
Молекула «Чермака» — $\text{Ca}(\text{AlFe}^{+3})[\text{AlSiO}_6]$	1	5	5	5	6 (8)	11 (13)
<i>Ng</i>	—	—	1,696	—	1,722	1,730
<i>Nm</i>	—	—	1,673	1,710	—	—
<i>Np</i>	1,692	—	1,666	1,702	1,694	1,702
<i>cNg</i>	—	—	38	44	40	45
<i>2V</i>	—	—	58	59	60	62

или эффузивно-осадочных пород (Белорецкое месторождение); 3) на контакте даек изверженных пород и 4) по сети трещин как в массивных известняках, так и в сплошных алюмосиликатных породах с образованием скарновых жил. Очень часто в пределах одного месторождения, в соответствии со схемой Д. С. Коржинского (1955), одновременно наблюдается формирование скарнов, в том числе и их пироксеновых разновидностей, путем как биметасоматоза, так и контактово-инфильтрационного метасоматоза.

Химический состав 6 образцов пироксена ряда месторождений приведен в табл. 13. Тут же приведены кристаллохимические формулы, рассчитанные обычным способом (Соболев, 1949).

Как видно из табл. 13 и 14, пироксены не одинаковы по своему составу. Наряду с основными компонентами — диопсидом и геденбергитом — они содержат ряд других. Общей особенностью изученных пироксенов является присутствие в заметных количествах полуторных окислов. Это обстоятельство нашло отражение в содержании в пироксенах молекул $(\text{MgFe})(\text{FeAl})_{1/3}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ и $\text{Ca}(\text{AlFe}^{+3})[\text{AlSiO}_6]$. Последняя вошла в литературу под названием молекулы «Чермака». Обе эти молекулы содержат полуторные окислы (не связанные со щелочами), т. е. характеризуют собою то, что обычно относят к авгитам. Необходимость выделения этих молекул диктуется различной их ролью в строении кристаллической решетки пироксена. Так, молекула «Чермака» характеризует своего рода «недосыщенные» пироксены, в которых часть SiO_2 замещена Al^{+3} , в то время как в авгите Fe^{+3} и Al^{+3} занимают только место двухвалентных ионов по схеме:



Выделение эгиринового компонента, видимо, с равным правом может быть проведено двумя путями: весь натрий относится за счет эгирина; при расчете принимается во внимание лишь то количество натрия, которое обеспечивается соответствующим количеством Fe^{+3} , оставшимся после полной компенсации Al в четверной координации (т. е. входящего в молекулу «Чермака»). Цифры, находящиеся в скобках (см. табл. 14), указывают количество эгиринового компонента, рассчитанного вторым способом.

В отдельных месторождениях встречается пироксен, который по химическому составу и оптическим свойствам приближается к так называемым зеленым пироксенам или «зеленым ферриавгитам»¹. Содержание $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3$ в таких пироксенах составляет около 7% (обр. 510) против 2—5% в остальных случаях.

Особенности состава и положение зеленых пироксенов в общей систематике минералов этой группы рассматривались рядом исследователей. Обзор различных взглядов по этому вопросу приведен в статье Е. В. Свешниковой и Л. И. Шабынина (1961). В связи с этим здесь мы ограничимся лишь замечаниями, вытекающими только из рассмотрения нашего материала.

Упомянутые выше пироксены наблюдаются в скарных зонах Амपालьского, Белорецкого и Инского месторождений, особенно часто в их перекристаллизованных частях. Для Белорецкого и Инского месторождений отмечается неоднородность состава пироксенов, выявляющаяся нередко в пределах одного и того же шлифа. Часто можно видеть, как зерна бесцветного пироксена сменяются зернами, которые уже обладают окраской от бледно-зеленых до травяно-зеленых тонов средней интенсивности. В последнем случае замечен плеохроизм в желтовато-зеленоватых и синевато-зеленоватых оттенках.

Из скарнов Инского месторождения для химического анализа были выделены обе разновидности пироксена: пироксен, в прозрачных шлифах почти бесцветный или слегка бледно-зеленый (обр. 100), и пироксен, отчетливо обладающий зеленоватой окраской и плеохроизмом (обр. 510).

Основные изменения химического состава в пироксене в связи с появлением зеленой окраски и плеохроизма заключаются в увеличении Fe^{+2} , Fe^{+3} и Al за счет Si и Mg , а не просто в замене диопсидовых молекул геденбергитовыми. Как видно из табл. 14, повышение интенсивности окраски сопровождается увеличением в составе пироксена молекул $\text{Ca}(\text{AlFe}^{+3})[\text{AlSiO}_6]$ и $(\text{MgFe})(\text{FeAl})_{1/2}[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Очевидно, причину появления окраски в данной разновидности пироксенов следует искать в повышении содержания полуторных окислов и в особом распределении ионов Fe^{+3} и Fe^{+2} в решетке минерала, на что уже обращал внимание исследователь В. С. Соболев (1949). К мнению последнего о природе окраски зеленых клинопироксенов присоединились Е. В. Свешникова и Л. И. Шабынин (1961) на основании анализа фактического материала по их химизму и физическим свойствам.

В заключение отметим, что все исследованные пироксены характеризуются нормальным содержанием окиси кальция (22—23%) и незначительным количеством титана и щелочей. Количество натрия в более интенсивно окрашенном образце пироксена (510) оказалось даже меньше, чем в обр. 10 из того же месторождения, что исключает возможность объяснения зеленой окраски пироксена вхождением в него эгириновой молекулы.

Спектрографически в пироксене устанавливается присутствие некоторых рассеянных элементов, в том числе никеля, кобальта, галлия и цинка. В единичных случаях установлены следы бериллия и стронция (Ампальское месторождение), олова (Шерегешевское месторождение), молибдена (Белорецкое и Инское месторождения).

Выделение пироксена происходило одновременно с гранатом или даже несколько раньше его. В месторождениях Ирбинской группы встречаются пойкилитовые включения часто разложенного пироксена в

¹ Термин «зеленые ферриавгиты» предложен Е. В. Свешниковой и Л. И. Шабыниным (1961).

гранате со следами коррозии со стороны последнего. Также наблюдаются прожилковидные выделения граната в пироксеновом скарне, образовавшемся в связи с разрастанием внутренних гранатовых зон за счет внешних пироксеновых при процессах скарнирования.

При наложении рудообразующих растворов в условиях низких температур пироксен становится неустойчивым и замещается магнетитом и различными сульфидными минералами. В некоторых условиях (Шалымское месторождение) на фронте замещения пироксенового скарна магнетитом вырастают очень крупные кристаллы пироксена (см. рис. 102). Из нерудных минералов по пироксену образуются амфиболы, чаще всего актинолит-тремолитового ряда, иногда биотит (Ампалык, Инское месторождение), эпидот, хлорит. Различного рода амфиболовые или эпидот-амфиболовые породы, широко распространенные в Инском, Белорецком и других месторождениях, как показывает их микроскопическое изучение, во многих случаях образовались на месте пироксеновых или гранат-пироксеновых скарнов.

Амфиболы

Во многих месторождениях (Абаканском, Анзасском, Белорецком, Кочуринском) амфиболам принадлежит одно из первых мест среди главных рудосопровождающих минералов. В зависимости от геологической обстановки и места в общем скарново-рудном процессе амфиболы отличаются по своему химическому составу.

Наибольшим распространением пользуются минералы тремолит-актинолитового ряда (Абаканское, Анзасское и многие другие месторождения). Они часто замещают пироксеновые скарны с образованием в некоторых случаях мономинеральных актинолитовых пород. Так, в Белорецком месторождении за счет полосчатых пироксен-магнетитовых пород в результате преобразования пироксена в актинолит формируются полосчатые актинолит-магнетитовые руды. Помимо псевдоморфного замещения пироксена и некоторых других минералов, актинолит образует длиннопризматические, игольчатые, сноповидные или волокнистые и т. п. агрегаты по трещинам отдельности в магнетитовых рудах, скарнах, роговиках и других горных породах. Для всех месторождений обычно присутствие актинолита в прожилках кварцевого, кварц-эпидотового, кварц-эпидот-кальцитового и т. п. составов.

Оптические свойства актинолита изменяются в зависимости от состава тех пород (или минералов), которые он замещает. По полевым шпатам развивается бледноокрашенный актинолит, по темноцветным минералам (пироксену, биотиту, обыкновенной роговой обманке) и особенно среди магнетитовых руд образуются густоокрашенные его разновидности. Соответственно изменяются и показатели преломления. Например, массовые измерения показателей преломления актинолита из скарново-рудных залежей Белорецкого месторождения показали следующие результаты. Наибольший показатель преломления N_g варьирует в пределах от 1,634 до 1,656, наименьший показатель N_p — от 1,616 до 1,635. Судя по этим данным, общая железистость ($Fe: Fe + Mg$) минералов ряда тремолит — актинолит этого месторождения, определенная по диаграмме В. С. Соболева (1950), изменяется от 8 до 32%.

Однако имеются исключения из этого правила. Так, в пределах Шалымского месторождения непосредственно среди магнетитовых руд отмечены (Вахрушев, 1959₂) совместно с пиритом крупношестоватые агрегаты совершенно белой лучистой роговой обманки, которая по своим оптическим свойствам ($N_g = 1,629$; $N_p = 1,606$; $cN_g = 16^\circ$) отвечает почти чистому тремолиту. Тесные сростания без признаков замещения

одного минерала другим свидетельствуют об одновременности выделения пирита и тремолита, при этом железо, находившееся в растворе, в связи с большим сродством к сере связывалось в пирите.

В табл. 13 приведен химический анализ длинноиглочатого актинолита ($N_g = 1,646$; $N_p = 1,622$) из оруденелых скарновых пород Бело-рецкого месторождения (обр. 349).

Г. А. Крутов (1960) и Д. И. Павлов (1962) в актинолите Анзасского месторождения отмечают присутствие хлора. Содержание его в актинолите, по данным Д. И. Павлова, может достигать 0,18%.

По нашим данным, актинолит Инского месторождения, образовавшийся по моноклинному пироксену, также содержит хлор в количестве 0,1%. Определение хлора было выполнено в химической лаборатории ВСЕГЕИ аналитиком Н. В. Бенедиктовой. По-видимому, хлорсодержащими являются актинолиты и некоторых других месторождений.

Наряду с амфиболом тремолит-актинолитового ряда во многих месторождениях отмечается роговая обманка, нередко принимающая существенное участие в сложении околорудных измененных пород. Однако необходимо отметить, что в отношении химического состава роговые обманки почти не изучены и под этим названием объединяются различные разновидности минералов этой группы.

В месторождениях Ампалыкском, Самсон и других развиты роговые обманки, которые по физическим свойствам и химическому составу могут быть отнесены к гастингситу или его хлорсодержащей разновидности — дашкесаниту.

Гастингситу свойственны длинношестоватые, сноповидные агрегаты темно-зеленого цвета с размерами кристаллов по длинной оси до 5 см. В ассоциации с пиритом и кальцитом (возможно реликтовым) он образует гнезда непосредственно среди магнетитовых руд (месторождение Самсон) или входит в состав цемента брекчиевых разностей скарнов и других метасоматитов (Ампалыкское месторождение). Также обычны и прожилковые выделения этого минерала в скарново-рудных образованиях.

Под микроскопом в прозрачных шлифах минерал окрашен в густой голубой цвет. Плеохроизм резкий: по N_g — голубовато-синий, N_m — зеленовато-голубой и N_p — зеленовато-желтый. Для гастингсита Ам-палыкского месторождения (обр. 7): $N_g = 1,713$; $N_p = 1,691$; $N_g - N_p = 0,022$; $cN_g = 22^\circ$; $2V = -34^\circ$; для гастингсита месторождения Самсон (обр. 186): $N_g = 1,738$; $N_p = 1,710$; $N_g - N_p = 0,028$; $2V = -27^\circ$.

Химический состав и кристаллохимические формулы двух образцов гастингсита из месторождений Самсон и Ампалыкского приведены в табл. 15. Из этих данных видно, что гастингсит обоих месторождений обладает высокой железистостью и содержит хлор (до 1,58 в гастингсита Ампалыкского месторождения). Однако содержание последнего в наших образцах все же относительно невелико по сравнению с типичным дашкесанитом, в котором содержание хлора достигает 7%. От типичного дашкесанита описываемые амфиболы несколько отличаются и величиной $2V$ (для дашкесанита (—) $2V = 15^\circ$).

В Анзасском месторождении установлен дашкесанит (Крутов и др. 1957, 1960, Д. И. Павлов, 1962 и др.), в котором содержание хлора, по Г. А. Крутову (1960), — до 2,5% и выше, по данным Д. И. Павлова (1962), — от 1,31 до 2,93%. Дашкесанит образует псевдоморфозы по актинолиту, а также таблитчатые и удлиненные шестоватые кристаллы в составе поздних карбонатных и скаполитовых прожилков. По наблюдениям Д. И. Павлова (1962), дашкесанит также встречается в известняке на фронте его замещения альбитом.

Химический состав амфиболов
(в вес.%)

Компоненты	349	7	186	Компоненты	349	7	186
SiO ₂	53,08	37,50	38,36	K ₂ O	0,10	1,41	2,20
TiO ₂	0,09	0,46	0,46	H ₂ O ⁺	2,27	2,93	3,11
Al ₂ O ₃	2,02	11,15	10,62	H ₂ O ⁻	0,07	He обн.	0,64
Fe ₂ O ₃	1,63	6,21	8,19	Cl	—	1,58	0,60
FeO	10,45	22,08	21,26	С у м м а	100,38	100,76	100,34
MnO	0,46	0,51	0,42				
MgO	16,68	4,03	2,89				
CaO	13,18	11,40	10,61				
Na ₂ O	0,30	1,50	0,98	O = Cl ₂	—	—0,35	—0,14
						100,41	100,20

болового, альбит-амфибол-эпидотового, амфибол-эпидот-магнетитового, кварц-эпидот-биотит-амфиболового и более сложных составов. Образование таких пород связано со среднетемпературными этапами гидротермального метаморфизма.

Возрастные взаимоотношения эпидота с сопутствующими минералами обычно устанавливаются вполне определенно. Эпидот замещает гранат, пироксен и магнетит основной массы руд, с другой стороны, сам замещается амфиболом (особенно актинолитом), биотитом и хлоритом (Белорецкое, Инское и другие месторождения).

Встречается эпидот более поздних генераций, которому свойственны жилки, секущие гранат, пироксен, магнетит, эпидот первой генерации, амфибол и ряд других минералов. Для раннего эпидота свойственны агрегаты мелких неправильных зерен, для эпидота поздних генераций — удлиненно-шестоватые кристаллы длиной до 4—5 см.

Оптические свойства (обычно густая зеленовато-желтая окраска в проходящем свете, большие углы оптических осей) указывают на принадлежность основной массы эпидота к наиболее железистым разновидностям минералов этой группы, что для эпидотов ряда месторождений подтверждено данными химического анализа (табл. 16).

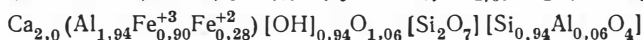
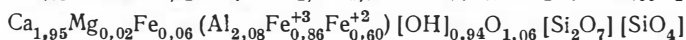
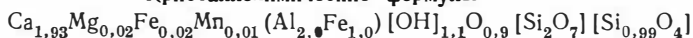
Т а б л и ц а 16

Химический состав эпидотов
(в вес.%)

Окислы	488	217	220	1	Окислы	488	217	220	1
SiO ₂	37,61	37,40	35,52	38,02	H ₂ O ⁺	2,13	1,75	1,70	—
TiO ₂	0,07	0,14	0,13	0,14	H ₂ O ⁻	Нет	0,05	0,31	—
Al ₂ O ₃	21,44	21,85	20,46	24,24	K ₂ O	—	—	Нет	—
Fe ₂ O ₃	16,16	14,12	14,40	11,32	Na ₂ O	—	—	0,05	—
FeO	0,28	1,79	4,09	0,48	Cr ₂ O ₃	—	—	0,018	—
CaO	22,36	22,69	22,96	23,83	V ₂ O ₅	—	—	0,125	—
MgO	0,16	0,14	0,04	0,12	P ₂ O ₅	—	—	0,02	—
MnO	0,22	0,23	0,14	—					
					С у м м а	100,98	100,16	99,96	98,59

488 — Белорецкое месторождение; 217 — Инское месторождение; 220 — Инское месторождение; 1 — Анзасское месторождение, по Г. А. Крутову, Л. К. Яхонтовой, Г. С. Румянцеву (1959).

Кристаллохимические формулы



Изредка встречается почти бесцветный эпидот, отвечающий по составу переходным разновидностям от эпидота к клиноцоизиту. Бесцветные определенно менее железистые разновидности минералов группы эпидота обычно наблюдаются не среди богатых железом скарново-рудных образований, а среди вмещающих измененных известняков (Белорецкое месторождение).

Цоизит

Н. Г. Сумин отмечал цоизит в скарнах, образовавшихся по габбровым породам Шерегеша. Среди магнетитовых руд и гранат-пироксеновых скарнов этого месторождения в тесном парагенезисе с цоизитом и эпидотом встречается тулит. Последний под микроскопом характеризу-

ется пятнистой светло-розовой или фиолетовой окраской с резким плеохроизмом и низкими цветами интерференции. Оптические свойства тулита: оптически положительный, $N_g = 1,706$; $N_p = 1,700$; $N_g - N_p = 0,006$; $2V = 45^\circ$, $r > V$.

Ортит

Ортит в качестве акцессорного минерала известен в Инском, Амपालыкском и Шерегешевском месторождениях.

На Инском месторождении ортит в ассоциации с амфиболом развивается по пироксеновым агрегатам, подвергшимся перекристаллизации. Выделения ортита нами наблюдались также в непосредственном контакте биотитовых роговиков с тигерекскими гранитами. Он образует изометрически неправильные зерна, реже частично ограненные короткостолбчатые кристаллы. Размер зерен обычно колеблется от нескольких сотых долей до 1—2 мм.

Оптические свойства минерала сильно варьируют. Цвет бурый, коричнево-бурый различной густоты; плеохроизм резкий. Показатели преломления зерен ортита, выделенных из одного и того же шлифа, изменяются в следующих пределах: по N_g — от 1,75 до 1,78; по N_p — от 1,73 до 1,75.

Помимо кальция, алюминия, железа и магния, в ортите спектрографически установлены: лантан — свыше 1%; церий, марганец и титан — десятые доли; иттрий, иттербий, олово, цирконий, ниобий, бериллий и свинец — сотые и тысячные доли процента.

Приуроченность ортита к контактовой зоне с гранитами, наложение его на перекристаллизованные пироксеновые скарны, так же, как и ассоциация с щелочным амфиболом, скорее всего указывают на генетическую связь этого минерала с гранитной интрузией.

По-видимому, образование ортитов Амपालыкского и Шерегешевского месторождений также генетически связано с послерудными гранитами. З. В. Щербаковой акцессорный ортит установлен и непосредственно в гранитах Сарлыкского (район Шерегешевского месторождения) и Ольгинско-Амपालыкского (район Амपालыкского месторождения) массивов.

Ильваит

Ильваит известен только в Абагасском месторождении, где он, по данным Л. Я. Кулешова и Г. В. Горшкова (1960), локально образует почти мономинеральные ильваитовые породы смоляно-черного цвета, пространственно тяготеющие к периферической зоне известковых скарнов.

Пренит

Этот минерал нами не встречен. Н. Г. Сумин (1949) отмечает пренит в скарнах Шерегешевского месторождения, образовавшихся по габбровым породам; И. В. Дербинов (1935) — в скарнах Тейского месторождения. Имеются указания на присутствие пренита также в месторождениях Бегунец-Амфитеатр и Кедровском.

Тальк

В незначительных количествах тальк установлен в скарновых породах Шерегеша, Шалыма, месторождений Тейской группы, Белорецком и некоторых других как продукт позднего гистерогенного разложения магнийсодержащих минералов (серпентина, пироксена, тремолита).

Необходимо отметить известные трудности в диагностике талька в виду большого сходства его в прозрачных шлифах с мусковитом (сери-

цитом). Для отличия талька от серицита мы прибегли к помощи микроспектрального анализа в непокрытых петрографических шлифах. Спектр талька отчетливо отличается от спектра мусковита благодаря наличию линий магния при отсутствии линий алюминия и калия.

Флогопит

Флогопит характерен главным образом для Тейского и ряда горно-шорских месторождений (Темир-Тау, Леспромхозное), в которых распространены магнезиальные скарны.

На Тейском месторождении основная масса флогопита развивается с замещением более ранних магнезиальных силикатов — диопсида, шпинели и других. В известковых скарнах в качестве постериорного минерала флогопит не образуется. Флогопит входит в состав флогопит-серпентин-магнетитовых руд, образуя в них рассеянную вкрапленность или прожилково-гнездобразные скопления.

Флогопит Леспромхозного месторождения описан В. И. Синяковым (1961). Скарны флогопит-диопсидового состава являются основной разновидностью магнезиальных скарнов этого месторождения. Подобно Тейскому месторождению в Леспромхозном и, по-видимому, в других месторождениях Темир-Тельбесского района флогопит образуется путем замещения диопсида и, таким образом, относится к апоскарновым минералам.

Значительные скопления флогопита в ассоциации с серпентином наблюдаются в рудах Тангужульского месторождения. Вполне вероятно, что серпентин-магнетитовые или, точнее, по нашим данным, флогопит-серпентин-магнетитовые руды Тангужульского месторождения образовались по магнезиальным скарнам.

В незначительных количествах флогопит отмечается в рудах месторождений Ампалыкской группы, Анзасском, Хайлеольском и других.

Нами совместно с Д. К. Архипенко детально изучено несколько образцов флогопита. Такое исследование было предпринято как с целью уточнения состава и строения флогопита отдельных месторождений, так и для выяснения возможностей применения некоторых, пока еще мало используемых минералогами методов, в частности метода инфракрасной спектроскопии, при исследовании минералов группы слюд.

Были изучены следующие три образца флогопита:

Обр. 13. Месторождение Темир-Тау. Флогопит отобран из магнетитовой руды. Макроскопически наблюдается в виде крупнопластинчатых агрегатов размером до 1 см в поперечнике. Цвет бледно-зеленый. Оптически одноосный, положительный; $N_g = N_m = 1,588$. Флогопит этого месторождения некоторыми авторами описан под названием «зеленого биотита» (Кинэ, 1958).

Обр. 123. Тейское месторождение в Кузнецком Алатау. Минерал входит в состав цемента метасоматически очень сильно измененного магнезиального скарна брекчиевой текстуры. Цвет флогопита яблочно-зеленый; $N_g = N_m = 1,587$. Под микроскопом в прозрачных шлифах наблюдается замещение флогопита хлоритоподобным минералом.

Обр. 243. Тангужульское месторождение в Хакасии. Минерал отобран из флогопит-серпентин-магнетитовой руды, вскрытой на глубине в пределах южной метасоматической зоны месторождения. Цвет флогопита бледно-зеленый; $N_g = N_m = 1,588$. Под микроскопом в прозрачных шлифах обнаруживается частичное преобразование флогопита в антигорит ($N_g = 1,570$; $N_r = 1,561$; $N_g - N_r = 0,011$).

Рентгеновское изучение. Результаты рентгеновского исследования всех трех образцов сведены в табл. 17. Как видно из этой таблицы,

Рентгенограмма флогопита

№ п/п	14			123		243	
	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
1				7	15,41—14,05		
2	10	11,11—10,33	001	7	10,50	10	10,09
3				10	7,30	6	7,22
4	1	5,044	002	10	4,94—4,72	0,5	4,988
5	3	4,635				6	4,611
6	1	3,980		1	3,951	2	3,940
7	2	3,699		8	3,64—3,57	4	3,673—3,544
8	8	3,41	003	5	3,39	10	3,38
9	2	3,154		3	3,172	4	3,154
10				3	3,048		
11	2	2,924		3	2,934	5	2,924
12				3	2,843		
13				1	2,734	1	2,207
14	10	2,629		7	2,629	10	2,617
15	3	2,522	004	8	2,545	9	2,522
16	5	2,444		9	2,444	8	2,417
17				1	2,386		
18	3ш	2,298—2,239		2	2,304—2,248	2	2,285—2,239
19	7	2,174		2	2,174	6	2,162
20	1	2,101		2	2,106		
21	8	2,010	005	6ш	2,013—1,992	6	2,003
22	1	1,913		1	1,892—1,874	1	1,901
23	1	1,825		2	1,825	1	1,822
24	1	1,750		2	1,745	1	1,740
25	7	1,680		3	1,682	5	1,671
26	1	1,649				1	1,642
27	1	1,616		1	1,618	4	1,608
28	1	1,582		2	1,571	1	1,575
29	9	1,539		10	1,542	10	1,533
30	1	1,517		2	1,507	1	1,508
31	1	1,483				4	1,477
32	1	1,447		4	1,431	1	1,442
33	1	1,398				1	1,387
34	7	1,364		2	1,364	4	1,357
35						3	1,316

П р и м е ч а н и е. Рентгенограммы получены с помощью аппарата УРС-55а, соизлучение $\lambda_{\text{K}\alpha} = 1,785 \text{ \AA}$ отфильтрованное. Диаметр камеры 57,3 мм, $d_{\text{обр}} = 0,4 \text{ мм}$. Режим: $V = 37 \text{ кВ}$, $J = 10 \text{ мА}$.

обр. 14 — слюда триоктаэдрического типа флогопит-биотитовой серии (060—1,539 кХ). Расщепление первого базального рефлекса свидетельствует о присутствии неупорядоченных гидратированных слоев (расщепление заметно только на рефлексе первого порядка 001) $J_{002} = J_{005}$, что позволяет считать данный образец магниевым членом триоктаэдрической группы.

Обр. 123 представляет собой двухкомпонентную систему: слюда триоктаэдрического типа (060—1,542 кХ) с заметной примесью хлорита. Отжиг образца при 700° усилил рефлекс последнего. Рентгенограмма

после отжига не изменилась. Сравнение интенсивности рефлексов 001 ($15,41-14,05$ $I = 7$) и 003 ($4,94-4,72$ $I = 10$) с 002 ($7,30$, $I = 10$) и 004 ($3,64-3,57$ $I = 8$) дает основание считать, что хлорит в этом образце относится к магнезальным разновидностям (Михеев, 1953).

Обр. 243 также является двухкомпонентной смесью: слюда триоктаэдрического типа ($060-1,533$ κX) с примесью антигорита ($7,30$ κX). Данные микроскопии подтверждают присутствие антигорита. Отжиг при 700° дал большое увеличение фона, но рентгенограмма в целом осталась без изменения.

Спектры поглощения в инфракрасной области.

Спектры поглощения в инфракрасной области были сняты на двухлучевом приборе UR-10 на призмах KBr, NaCl методом прессовки с KBr и в виде монокристалла. Съемка в виде монокристалла позволяет отличить в триоктаэдрической группе слюд биотит от флогопита, чего нельзя сделать только по дебаграмме. Это различие основано на ориентации группы OH в октаэдрической координации. Во флогопите группы OH ориентированы перпендикулярно плоскости спайности, в биотите — под некоторым углом, величина которого меняется, очевидно, в зависимости от состава (Serratos, Bradley, 1958). Это свойство направления группы OH влечет за собой соответствующую ориентацию дипольного момента, с которым связано появление полосы колебания в инфракрасной области. Если изменение дипольного момента происходит в плоскости, перпендикулярной плоскости спайности (т. е. параллельно падающему лучу), то соответствующее колебание не проявляется. Это так называемое «перпендикулярное» колебание (Farmer, 1958). Но это колебание может выявиться, если ориентировать плоскость спайности под некоторым углом относительно падающего пучка. Для флогопита величина такого угла ($\sim 30^\circ$) оказалась наилучшей для выявления валентного колебания OH.

Результаты изучения спектров поглощения в инфракрасной области сводятся к следующему. Обр. 14 надежно определяется как флогопит, так как колебание в области $\sim 3600-3700$ см^{-1} (рис. 72) выявилось только под углом $\sim 30^\circ$, что свидетельствует об ориентации групп OH перпендикулярно плоскости спайности и характерно только для флогопита. Для обр. 123 и 243 из-за наличия примесей такой однозначной картины не наблюдается.

Спектры поглощения исследованных образцов в области $400-1400$ см^{-1} получились характерными для обычных слюд триоктаэдрического типа. Полоса в области ~ 1000 см^{-1} — валентное колебание Si — O связи, обусловленное изменением расслоения между атомами Si — O в тетраэдре. Эта полоса довольно широкая, так как на нее накладывается и валентное колебание алюминиевых тетраэдров, замещающих часть кремнекислородных тетраэдров (Колесова, 1959). Как видно из приведенных кривых (рис. 73), форма полосы деформационных колебаний неодинакова. Обр. 123 и 243 показали более размытые и широкие полосы в результате неоднородности материала.

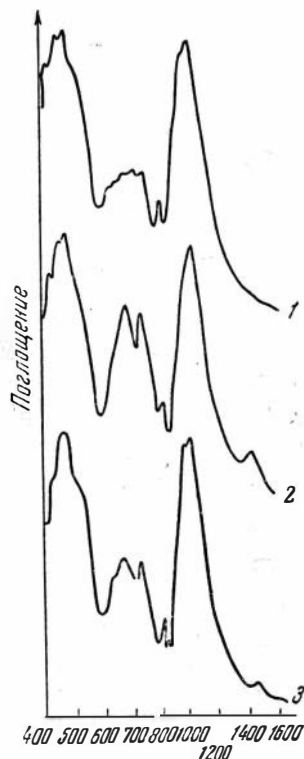


Рис. 72. Спектры поглощения флогопитов в области $400-1600$ см^{-1}

- 1 — чистый флогопит (обр. 14);
- 2 — флогопит с примесью магнезального хлорита (обр. 123);
- 3 — флогопит с примесью антигорита (обр. 243)

В области $600\text{--}800\text{ см}^{-1}$ проявляются колебания смешанного типа (деформационные и валентные), эта область очень чувствительна к составу октаэдрического слоя. Необходимо отметить, что спектр поглощения обр. 123 (флогопит с примесью магнезиального хлорита) дал картину, похожую на спектр талька, так как структура магнезиального хлорита отличается от флогопита тем, что вместо ионов K^{1-} в межпакетной прослойке имеется бруситовый слой, т. е. в данном случае, подобно тальку, имеет место чередование силикатных слоев с бруситовыми слоями. Обр. 234 также является смесью, но уже флогопита с антигоритом. Примесь последнего также оказала влияние на спектр поглощения. Небольшая полоса в области 820 см^{-1} , присутствующая во всех трех образцах, может быть отнесена к колебанию $\text{Si—O—Al}^{\text{VI}}$ связи (Stubičan, Roy, 1961).

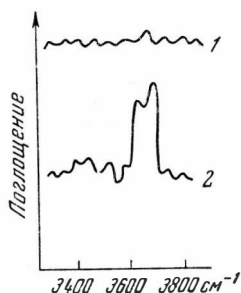


Рис. 73. Спектры поглощения монокристалла флогопита (обр. 14) в области валентных колебаний группы OH $3600\text{--}3700\text{ см}^{-1}$

1 — плоскость спайности ориентирована перпендикулярно падающему пучку
2 — плоскость спайности ориентирована под углом 30° к падающему пучку

Таким образом, с помощью метода инфракрасной спектроскопии, с одной стороны, однозначно решился вопрос о принадлежности исследованных образцов слюд к флогопиту, с другой, — удалось выявить, независимо от других методов, их индивидуальные особенности, связанные с частичным преобразованием флогопита в одном случае в магнезиальный хлорит (обр. 123), в другом — в антигорит (обр. 243).

Химический анализ. Результаты химических анализов приведены в табл. 18. Для флогопита Темиртауского месторождения (обр. 14), в котором не установлено каких-либо продуктов его изменения (серпентина, хлорита и т. п.), рассчитана кристаллохимическая формула.

Данные анализа этой слюды вполне укладываются в общую формулу. Это маложелезистый флогопит с нормальным содержанием для этого минерала почти всех компонентов за исключением K_2O ($\text{K} < 1$). Однако недостаток калия компенсируется оксением (H_3O^+), как это нами и сделано при расчете кристаллохимической формулы в соответствии с замечаниями по этому вопросу В. С. Соболева (1949).

Некоторые авторы отрицают возможность присутствия оксония (H_3O^+) в слюдах (Сердюченко, 1960). В связи с этим отметим, что существование оксония в слюдах уже экспериментально доказано на примере вермикулита (Бокий, Архипенко, 1962).

В нашем случае при съемке монокристалла флогопита (обр. 14) в области деформационных колебаний OH группы имеется необычно широкая полоса ($1600\text{--}1900\text{ см}^{-1}$) с неясно выраженным максимумом при $\sim 1700\text{ см}^{-1}$ (ν_4), а также слабая полоса в области $\sim 2000\text{ см}^{-1}$ ($2\nu_2$). Наличие этих полос дает основание считать, что и в исследуемом флогопите в некоторых количествах также присутствует оксоний (H_3O^+).

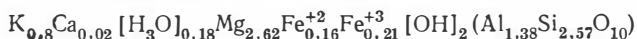
Данные анализов обр. 123 и 243, выполненных из неоднородного по минералогическому составу материала, естественно, не могли быть удовлетворительно рассчитанными на теоретический состав флогопита. Наиболее значительные отклонения от него наблюдаются в анализе обр. 123, показавшем резко пониженное содержание K_2O и отчасти SiO_2 при повышенном количестве окиси магния и воды. Это обусловлено заметной примесью магнезиального хлорита, образовавшегося по флогопиту в процессе гидротермального изменения пород. В целом результаты химических анализов находятся в соответствии с данными исследований

Химический состав флогопитов
(в вес.%)

Окислы	14	123	243	Окислы	14	123	243
SiO ₂	36,26	33,26	35,34	CaO	0,30	Не обн.	0,15
TiO ₂	Не обн.	0,24	0,57	Na ₂ O	Не обн.	Следы	Следы
Al ₂ O ₃	16,69	17,81	17,54	K ₂ O	8,79	2,65	6,87
Fe ₂ O ₃	4,01	1,94	3,48	BaO	0,20	—	—
FeO	2,22	2,08	1,36	H ₂ O _{100°}	5,36	10,92	6,38
MnO	0,44	—	—	H ₂ O _{105°}	—	0,18	0,08
MgO	24,97	29,6	26,4	Сумма . .	99,24	98,68	98,17

П р и м е ч а н и е. Анализ обр. 14 выполнен в Химико-металлургическом институте СО АН СССР А. Е. Коротких, обр. 123, 243 — в химической лаборатории Института геологии и геофизики СО АН СССР Е. М. Зырановой.

Кристаллохимическая формула обр. 14



этих образцов другими методами, и в частности, методами рентгенометрии и инфракрасной спектроскопии.

В заключение следует отметить, что привлечение методов инфракрасной спектроскопии позволяет не только подтвердить рентгенографические данные, но и получить новые, дополнительные сведения о структуре (наличие оксониевых группировок, различное пространственное расположение гидроксильных групп в октаэдрическом слое и т. д.), чего не удастся сделать рентгенографически. Другими словами, методы инфракрасной спектроскопии позволяют глубже проникать в строение вещества, полнее использовать различные структурные закономерности в качестве надежного диагностического критерия.

Биотит

Биотит в том или ином количестве встречается в подавляющем большинстве месторождений. Однако наблюдения показывают, что наиболее распространен биотит в тех месторождениях (Инское, Белорецкое, Шерегешевское, Ампалыкское), которые испытали термическое воздействие со стороны послерудных гранитных интрузий.

В Белорецком месторождении биотит наиболее часто развивается на месте агрегатов эпидотовых зерен. В Инском и особенно Ампалыкском месторождениях биотит распространен среди гранат-пироксеновых и пироксеновых скарнов, в том числе и их перекристаллизованных разновидностей с образованием псевдоморфоз по пироксену. Развивается биотит и непосредственно среди магнетитовых руд, образуя кое-где агрегаты розетковидного или друзовидного строения. Эти данные указывают, что биотит чаще относится к образованиям более молодым, чем многие минералы скарнов (пироксен, гранат, эпидот и другие) и руд (магнетит). На Инском и Белорецком месторождениях наблюдаются случаи замещения серпентина биотитом.

Биотит обладает переменным составом, о чем свидетельствуют данные измерений *N_g* биотитов из различных пород Белорецкого месторождения (табл. 19).

Показатели преломления и общая железистость биотитов

№ образ-ца	Место взятия	N_g	$\frac{Fe}{Fe + Mg}, \%$
357	Ороговикованный песчаник из контакта с гранитами	1,630	36
120	Ороговикованный песчаник; скв. 50, глуби-на 130,25—134,4 м	1,630	36
274	Ороговикованный песчаник, полосовидный; скв. 26, глубина 37 м	1,630	36
279	Прослой роговика в грубополосчатом мраморе; скв. 26, глубина 102 м	1,630	36
361	Прослой роговика в тонкополосчатом мраморе; скв. 14, глубина 84 м	1,626	33
293	Мрамор с примазками биотита по сланцеватости	1,618	26
550	Линзочка кварц-кальцитового состава с пиритом, турмалином и биотитом среди андрадитового скарна; скв. 55, глубина 411,6 м	1,639	45
369	Амфиболизированный и биотитизированный пироксеновый скарн; скв. 14, глубина 151 м	1,645	49
366	Амфибол-биотит-магнетитовая руда; скв. 14, глубина 134,5 м	1,655	53

Для определения общей железистости по показателю преломления, следуя указаниям В. С. Соболева (1950), мы воспользовались кривой состава биотитов гранитоидов и высокотемпературных кварцсодержащих пород. Из табл. 19 видно, что в данном случае железистость биотита находится в прямой зависимости от химического состава вмещающих пород. Наибольшей общей железистостью обладают биотиты, развивающиеся по скарново-рудным породам, наименьшей — развивающиеся по мраморам. Биотиты роговиков в отношении железистости занимают промежуточное положение, отличаясь постоянством своих оптических свойств.

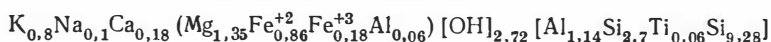
Крупнопластинчатый биотит из линзочки кварц-кальцитового состава с черным турмалином и пиритом, залегающей среди андрадитового

Т а б л и ц а 20

Химический состав биотита

Компоненты	Вес. %	Компоненты	Вес. %
SiO ₂	37,78	CaO	2,35
TiO ₂	1,00	Na ₂ O	0,60
Al ₂ O ₃	13,66	K ₂ O	8,54
Fe ₂ O ₃	3,43	H ₂ O ⁺	5,53
FeO	13,76	H ₂ O ⁻	0,25
MnO	0,17		
MgO	12,25	С у м м а . . .	99,32

Кристаллохимическая формула



скарна, был analyzed в Центральной химической лаборатории Новосибирского геологического управления (табл. 20).

Значения общей железистости биотита с учетом закисного и окисного железа, вычисленные по данным химического анализа и определенные по показателю преломления, точно совпали между собою.

Судя по оптическим свойствам, переменным составом обладают и биотиты Шерегеша и других месторождений. На Шерегешевском месторождении точно так же наиболее железисты биотиты среди магнетитовых руд и андрадитовых скарнов, менее железисты — в приконтактных зонах скарново-рудных тел с карбонатными породами (Вахрушев, 1959₂).

Мусковит

Мусковит, так же, как и его тонкочешуйчатая разновидность — серицит, ограниченно распространены в скарнах и магнетитовых рудах. Однако во вмещающих алюмосиликатных породах всех месторождений серицит как продукт разложения полевых шпатов встречается постоянно. В частности, серицитизация интенсивно проявлена в сиенитах и особенно в кератофирах и различного рода метаморфических сланцах Кондомского района. Время проявления серицитизации не вполне ясно. Принято считать (Корель, 1957 и другие), что в пределах железорудных месторождений Кондомской группы альбитизация и серицитизация кератофигов и сиенитов предшествовала процессам скарно- и рудообразования.

Хлорит

Являясь одним из поздних гидротермальных образований, хлорит развивается по многим минералам: полевым шпатам, пироксенам, гранатам, амфиболам и т. п. Формы проявления хлорита разнообразны: тонкочешуйчатые агрегаты, радиально-лучистые розетки, прожилковые выделения.

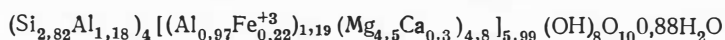
Хлориты изучены мало. Они обладают большим разнообразием свойств и объединяют большое число минеральных видов различного состава. Судя по оптическим свойствам, хлориты Белорецкого месторождения независимо от состава вмещающих их пород относятся к высокожелезистым разновидностям прохлорит-корундофиллитовой подгруппы. Макроскопически хлорит этого месторождения зеленого, почти черного

Т а б л и ц а 21

Химический состав хлорита месторождения Ельген-Таг
(по Л. Я. Кулешову и Г. В. Горшкову, 1960)

Окислы	Вес. %	Окислы	Вес. %
SiO ₂	29,35	Na ₂ O + K ₂ O	1,02
Al ₂ O ₃	18,92	LiO	—
Fe ₂ O ₃	2,53	F	—
MgO	31,38	CO ₂	—
CaO	2,93	П. п. п.	15,20
		С у м м а . . .	100,40

Кристаллохимическая формула



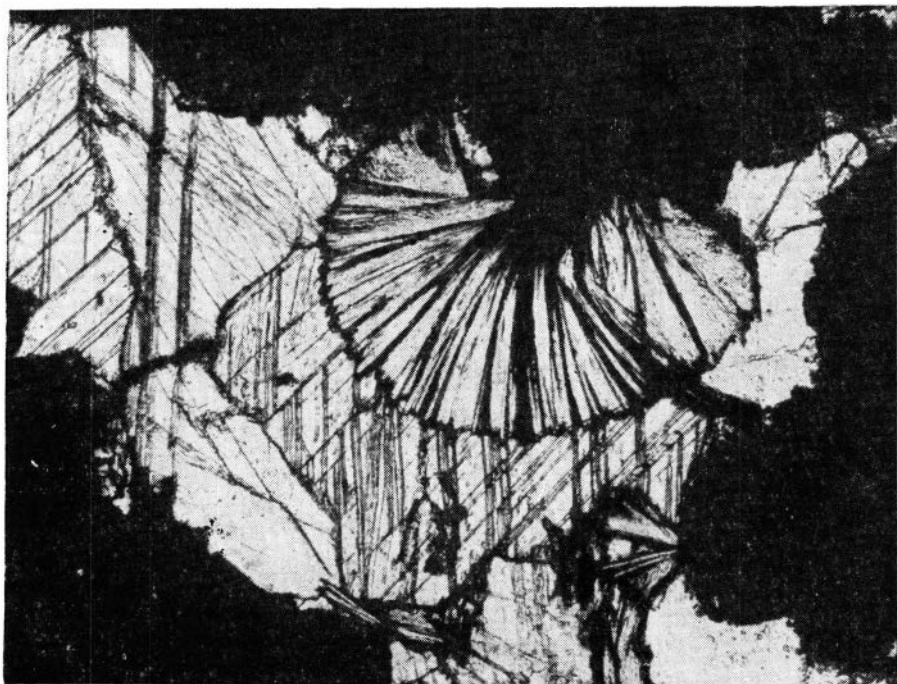


Рис. 74. Сферолиты хлорита, выросшие на агрегатах магнетита (черное). Промежутки между зернами магнетита и хлорита выполнены кальцитом. Прозрачный шлиф, ник. параллельны, увел. 20, Абаканское месторождение

цвета. Под микроскопом у него густая зеленая окраска и синие, розовато-фиолетовые аномальные цвета интерференции. Угасание относительно спайности почти прямое. Средний показатель преломления большей частью колеблется от 1,625 до 1,640, достигая в некоторых случаях и еще более высоких значений. Так, например, показатели преломления темно-зеленого хлорита из интенсивно брекчированного и окварцованного известняка с вкрапленностью магнетита следующие: $N_g = 1,661$; $N_p = 1,653$; $N_g - N_p = 0,008$.

По оптическим свойствам и химическому составу Л. Я. Кулешов и Г. В. Горшков (1960) хлорит месторождения Ельген-Таг относят к корундофиллиту (табл. 21).

Хлорит Абаканского месторождения Л. К. Яхонтовой и А. П. Грудневым и др. (1961) отнесен к тюрингиту. Его окраска по N_g — ярко-зеленая, а по N_p — светло-желтая. Двуосный, оптически отрицательный: $cN_g = 0$; $N_m = 1,642 \pm 0,002$. Термограмма хлорита характеризуется одним крупным эндотермическим эффектом с максимумом при 580° .

В Анзасском месторождении среди хлоритов по оптическим свойствам различают пеннин и делессит (Крутов, Г. С. Румянцев и др., 1949) и диабантит (Курцерайте и др., 1961).

Возрастные соотношения хлорита с другими минералами обычно выражены совершенно отчетливо. В пределах собственно скарных месторождений хлорит интенсивно замещает скарные минералы (пироксен, гранат). В Шалымском, Таштагольском и других месторождениях участками скарны настолько сильно преобразованы гидротермальными растворами, что от кристаллов граната сохранились лишь контуры, в то время как внутренние части их полностью замещены хлоритом, кварцем, кальцитом — ассоциацией, устойчивой при низкотемпературных услови-

ях. В серпентин-магнетитовых рудах Тейского месторождения хлорит ($Ng = 1,579$; $Np = 1,574$; $Ng - Np = 0,005$) развивается по флогопиту, серпентину, а также образует друзовидные агрегаты вокруг зерен магнетита и пирита.

В магнетитовых рудах Абаканского месторождения хлорит наряду с кальцитом является основным нерудным компонентом. Многими геологами отмечается несколько разновозрастных генераций этого минерала, в том числе и предрудного хлорита, образовавшегося в связи с региональным метаморфизмом вмещающих пород. Однако основная масса хлорита руд несомненно отложилась после магнетита. Об этом свидетельствуют прожилковые выделения хлорита в магнетите и явления обрастания с образованием радиально-лучистых агрегатов на гранях последнего (рис. 74), не говоря уже о поздних генерациях хлорита, отложившихся после сульфидов. В связи с этим вряд ли правильно объединять хлорит с магнетитом в одну стадию или в один этап минерализации, как это делается некоторыми авторами для Абаканского месторождения. Также, очевидно, нельзя делать вывод о низкотемпературных условиях отложения магнетита только на основании факта совместного нахождения магнетита с хлоритом, без привлечения дополнительных данных по этому вопросу, в частности, данных по особенностям химического состава магнетита.

Серпентин

Серпентин исключительно широко распространен в Тейском месторождении. Здесь серпентин-магнетитовые руды являются главным типом руд, и при изучении процессов формирования Тейского месторождения серпентину уделялось должное внимание (Дербилов, 1934; Меньшиков, 1935; Корель, 1958 и другие). При этом обычно принималось, что серпентин и магнетит непосредственно замещали доломиты или доломитизированные известняки. Исследования П. В. Комарова (1961) показали, что серпентин является апкарновым минералом. Совместно с хлоритом он замещает все более ранние магнезиальные силикаты и особенно широко развит в зонах аподоломитовых форстерит-хондритовых скарнов.

Формы выделения серпентина Тейского месторождения разнообразны. Наиболее широко распространен антигорит, образующий псевдоморфозы по пластинкам флогопита. Под микроскопом антигорит бесцветен; $Ng = 1,570$; $Np = 1,558$; $Ng - Np = 0,012$. Обычны волокнистые, шнуровидные, мелкочешуйчатые агрегаты серпентина. Серпентин развивается также по магнетиту. В рудах Абагасского месторождения встречены тонкие жилки параллельно-волокнистого серпентина, рассекающие кристаллы пирита. Вероятно, как это уже отмечалось ранее, в пределах Тейской группы месторождений мы имеем дело с несколькими генерациями серпентина, но все они более поздние не только по отношению к скарновым минералам, но и к рудообразующему магнетиту. В связи



Рис. 75. Столбчатые псевдоморфозы кальцита (светлое) и галенита (черное) по хризотил-асбесту. Зарисовка штуфа, Шалымское месторождение

с этим объединять серпентин с магнетитом в одну рудную стадию, как это делают некоторые исследователи (Дербилов, 1935; Корель, 1958), вряд ли правильно.

В значительных количествах серпентин присутствует в рудах ряда месторождений Темир-Тельбесского района. Он описан в Белорецком, Шерегешевском и Шалымском месторождениях (Вахрушев, 1959₂, 1960₂), встречается в скарнах Самсон-Тунгужульского месторождения.



Рис. 76. Реликтовые волокна хризотила среди кварцевого агрегата. Прозрачный шлиф, увел. 50, Шалымское месторождение

В Шалымском месторождении представляют интерес жилы хризотил-асбеста, заполняющие крутопадающие трещины в скарново-рудных образованиях. Мощность жил до 5 см и более. Хризотил обладает параллельно-волокнистым строением. Однако расположение волокон по отношению к стенкам трещин не строго перпендикулярное. Хризотил замещается кальцитом, кварцем, висутином, халькозином, борнитом, галенитом и халькопиритом с образованием оригинальных столбчатых псевдоморфоз (рис. 75). Под микроскопом наблюдаются выделения этих минералов (особенно кальцита и кварца), секущие в поперечном направлении волокна хризотила, подчеркивая тем самым наложенный характер минерализации. Любопытно избирательное замещение кальцитом, кварцем и сульфидами центральных участков в отдельных микроскопически однородных волокнах хризотила. Благодаря этому в участках, почти нацело замещенных упомянутыми выше минералами, нередко сохраняются волокнистые фрагменты хризотила, являющиеся периферическими частями более крупных индивидов этого минерала (рис. 76).

Полевые шпаты

Полевые шпаты, являясь основными порообразующими минералами многих вмещающих горных пород, широко распространены в пределах всех рассматриваемых месторождений. В неизмененных горных породах они представлены ортоклазом, микроклином и плагиоклазом.

Из полевых шпатов послемагматического происхождения главенствующая роль, несомненно, принадлежит альбиту, образовавшемуся в прерудный, а в скарновых месторождениях в предскарновый период минералообразования в результате метасоматического преобразования различного рода алюмосиликатных пород (натровый метасоматоз). Существенно альбитовые метасоматиты по интрузивным породам (сиенитам, габбро и т. п.) являются характерным типом околорудных изменений многих железорудных районов (Анзасский, Кондомский).

Альбит более позднего гидротермального происхождения распространен гораздо меньше. Этот альбит нередко в ассоциации с кварцем, карбонатом, флюоритом и сульфидами наблюдается в виде тонких прожилков, секущих руды и скарны. Цвет альбита в жильных проявлениях белый, светло-розовый до ярко-красного. Последняя разновидность альбита совместно с кварцем, доломитом и пиритом часто встречается в Кочуринском месторождении.

Скаполит

Скаполит в некоторых месторождениях (Анзасское, Таятское, Хайлеольское) является основным минералом околорудных измененных пород. В заметных количествах он присутствует также в месторождениях Ампалыкской группы, Инском и других.

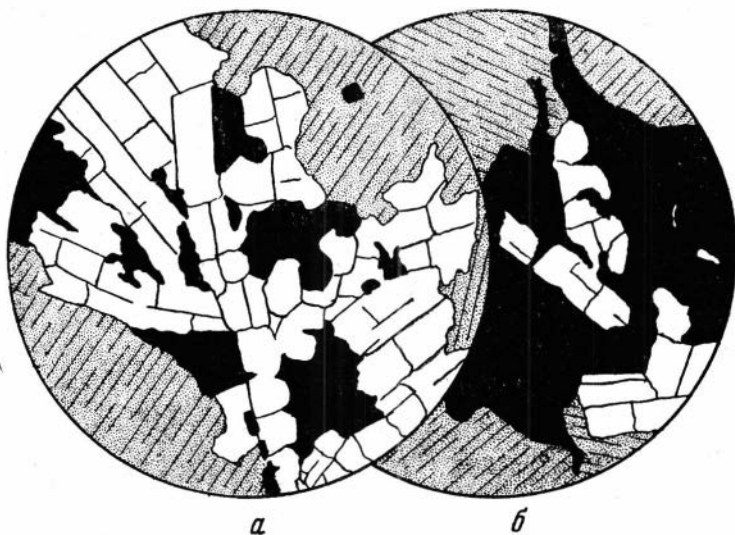


Рис. 77. Взаимоотношение скаполита (белое) с магнетитом (черное); серый минерал со спайностью — пироксен. Прозрачный шлиф, увел. 60, Ампалыкское месторождение

а — отложение магнетита в промежутках и по трещинам зерен скаполита;
б — реликтовые пластинки скаполита внутри магнетита

По отношению к рудообразующему магнетиту скаполит можно подразделить на два типа (или генерации): дорудный и послерудный. Дорудный скаполит обычно образуется путем псевдоморфного замещения плагиоклаза изверженных пород, в которых к ослабленным (трещинным) зонам и приурочены максимальные проявления скаполитизации. Более позднее отложение рудообразующего магнетита с этим скаполитом показано на рис. 77 и 78. Послерудный скаполит в количественном отношении имеет резко подчиненное значение. Часто он образует жилки поперечношестоватого строения, секущие дорудный скаполит, магнетит, пироксен, эпидот и т. п.

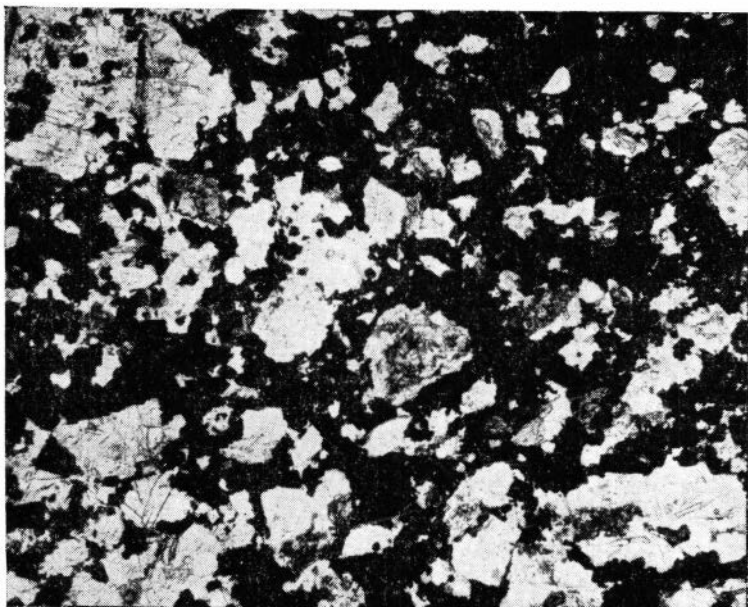


Рис. 78. Реликтовые зерна скаполита (белое) среди магнетитового агрегата (черное). Прозрачный шлиф, ник. параллельны, увел. 24, Таятское месторождение

Состав скаполита изменчив даже в пределах одного и того же месторождения. По данным Г. С. Румянцева, А. П. Груднева и Л. И. Ватутиной (1957), состав дорудного скаполита Анзасского месторождения варьирует от $Ma_{100} Me_0$ до $Ma_{75} Me_{25}$, послерудного — от $Ma_{75} Me_{25}$ до $Ma_{35} Me_{65}$; по замерам показателей преломления Д. В. Калинина и нашим, аналогичные колебания в составе свойственны скаполитам Таятского месторождения. Скаполиты Белорецкого, Шерегешевского, Самсон и некоторых других месторождений чаще отвечают дипиру, т. е. наблюдается преобладание мариолитового компонента над мейонитовым.

Белый шестоватый скаполит ($Ng = 1,582$; $Np = 1,552$) из прожилка в

Т а б л и ц а 22

Химический состав скаполита

Окислы	Вес. %	Окислы	Вес. %
SiO_2	46,26	SO_3	0,60
Al_2O_3	28,02	CO_2	1,88
Fe_2O_3	Следы	П. п. п.	3,28
CaO	17,14	H_2O^-	Не обн.
MgO	0,06	С у м м а . . .	100,14
Na_2O	2,20	$O = Cl_2$	-0,15
Cl	0,70		
			99,99

Пересчет анализа на компоненты по методике, предложенной Л. Л. Солодовниковой (1955), приводит к следующим результатам:

%
Хлор-мариалит — 19,9
Сульфат-мейонит — 8,6
Карбонат-мейонит — 46,1
Оксид-мейонит — 25,4

скарнах Инского месторождения был подвергнут химическому исследованию. Анализ этого скаполита (обр. 45) выполнен в химической лаборатории ВСЕГЕИ аналитиком Н. В. Бенедиктовой (табл. 22).

Таким образом, формула скаполита Инского месторождения может быть представлена в виде $\text{Ma}_{20}\text{Me}_{80}$.

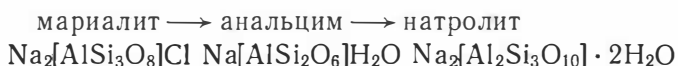
Необходимо отметить, что данные химического анализа не точно соответствуют теоретическому составу скаполитов. Обращает внимание значительное количество потерь при прокаливании, в состав которых, по-видимому, вошла часть CO_2 , недоопределенная при химическом анализе. Для этого же образца скаполита Н. И. Зюзин получил рентгенограмму и рассчитал параметры элементарной ячейки ($a = 12,155 \text{ \AA} \pm \pm 0,002 \text{ \AA}$; $c = 7,873 \text{ \AA} \pm 0,002$). По данным рентгеноструктурного анализа (Михеев, 1957), скаполит также оказался тождественным или очень близким мейониту.

Цеолиты

Цеолиты распространены мало. Встречаются исключительно в трещинах и пустотах растворения.

В скарново-рудных образованиях Шерегешевского месторождения М. А. Кашкаем (1934) отмечен гейландит, Н. Г. Суминым (1949) — шабазит. В пределах Болотного участка нами дополнительно установлен морденит. Он наблюдается в виде прекрасно образованных кристаллов таблитчатой формы на стенках пустот в эпидотизированном гранатовом скарне. Бесцветен, прозрачен; средний показатель преломления — 1,473. Образование цеолитов Шерегешевского месторождения связано с самым поздним низкотемпературным околотрещинным метаморфизмом скарново-рудных образований со стороны гранитов Мустагского плутона.

Большое число минеральных видов из группы цеолитов (томсонит, шабазит, натролит, анальцит и стильбит) известно в Анзасском месторождении. Здесь цеолиты в подавляющей своей массе приурочены к зонам интенсивной скаполитизации габбро, где они образуют друзовидные агрегаты на стенках пустот и жилки. Цеолиты Анзасского месторождения изучал И. А. Белицкий (1960). Отложение таких минералов, как анальцит и натролит, по мнению И. А. Белицкого, происходило там, где низкотемпературные растворы, циркулировавшие в пределах зон смятия, встречали на своем пути участки интенсивного развития скаполита (мариалита), который являлся исходным материалом для их образования по схеме:



ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СУЛЬФИДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

При анализе приведенных выше данных по минеральному составу первичных руд железорудных месторождений выявились определенные закономерности в распределении сульфидной минерализации в пределах Алтае-Саянской железорудной провинции. Рассмотрим эти закономерности на примере отдельных железорудных районов.

В табл. 23, 24, 25 и 26 сведены данные по составу гипогенной, преимущественно сульфидной минерализации в рудах железорудных месторождений. Помимо сульфидов и им подобных соединений, в таблицы включен ряд других минералов (самородные элементы, шеелит), генетически тесно связанных с сульфидной минерализацией.

Как видно из приведенных таблиц, по характеру гипогенной сульфидной минерализации железорудные месторождения можно разделить

Сульфидная минерализация в железорудных месторождениях Горного Алтая

Инское	Белорецкое
Пирит	Пирит
Пирротин	Пирротин
Халькопирит	Халькопирит
Пентландит	Пентландит
Марказит	Марказит
Валлериит	Валлериит
Борнит	Кубанит
Халькозин	Арсенопирит
Кобальтин	<u>Сфалерит</u>
Блеклая руда	<u>Галенит</u>
Арсенопирит	<u>Молибденит</u>
Лёллингит	<u>Шеелит</u>
<u>Сфалерит</u>	
<u>Галенит</u>	
<u>Молибденит</u>	
<u>Висмутин</u>	
<u>Висмутин самородный</u>	
<u>Шеелит</u>	

П р и м е ч а н и е. В этой и последующих таблицах (24, 25) подчеркнута наиболее характерная минеральная ассоциация, образование которой в железорудных месторождениях связано с внедрением более молодых, по сравнению с железооруденением интрузий, гранитоидного состава.

Таблица 24

Сульфидная минерализация в железорудных месторождениях Кондомского района Горной Шории

Шерегешевское	Шалымское	Таштагольское	Кочурийское
Пирит	Пирит	Пирит	Пирит
Пирротин	Пирротин	Халькопирит	Халькопирит
Халькопирит	Халькопирит	Борнит	Блеклая руда
Линнеит	Халькозин	Блеклая руда	<u>Сфалерит</u>
Кубанит	Борнит	<u>Сфалерит</u>	
Валлериит	Арсенопирит	<u>Галенит</u>	
Халькозин	<u>Сфалерит</u>		
Борнит	<u>Галенит</u>		
Арсенопирит	<u>Молибденит</u>		
<u>Сфалерит</u>			
<u>Галенит</u>			
<u>Висмутин</u>			
<u>Молибденит</u>			
<u>Алтант</u>			

Т а б л и ц а 25

**Сульфидная минерализация в железорудных месторождениях
Кузнецкого Алатау**

Ампалыкское	Изыхгольское	Хайлеольское
Пирротин Пирит Халькопирит Блеклая руда Сафлорит Лёллингит Арсенопирит Глаукодот Сфалерит Галенит Висмутин Молибденит Алтаит Серебро самородное Золото самородное Висмут самородный	Пирит Пирротин Халькопирит Сфалерит	Пирит Пирротин Халькопирит Линнеит Шмальтин-хлоанит

Т а б л и ц а 26

Сульфидная минерализация в железорудных месторождениях Саян

Анзасское	Таятское	Ирбинское
Пирит Пирротин Халькопирит	Пирит Пирротин Халькопирит Пентландит Валлерит Сфалерит	Пирит Пирротин Халькопирит Пентландит Валлерит Арсенопирит Сфалерит Галенит

на две группы: месторождения, в рудах которых присутствует крайне ограниченное число минеральных видов; месторождения, руды или измененные окolorудные породы которых характеризуются достаточно большим разнообразием рудных, преимущественно сульфидных минералов.

Примером очень простого в отношении сульфидной минерализации состава магнетитовых руд служит Анзасское месторождение. В этом месторождении из сульфидных минералов известны только пирит, пирротин и халькопирит. По существу, аналогичен состав руд Изыхгольского, Хайлеольского и Таятского месторождений. В рудах или окolorудных породах этих месторождений дополнительно к пирротин-халькопирит-пиритовой ассоциации обнаружено присутствие в крайне незначительных количествах сфалерита (Изыхгольское месторождение), сфалерита и пентландита (Таятское месторождение) и арсенида типа шмальтин-хлоантит (Хайлеольское месторождение).

Скарново-рудные образования таких месторождений, как Шерегешевское в Горной Шории, Инское в Горном Алтае, Ампалыкское в Кузнецком Алатау, отличаются значительным разнообразием состава в отношении рудной, преимущественно сульфидной минерализации. Отличительной особенностью этих месторождений является наложение на скарново-рудные тела полиметаллической (галенит, сфалерит) и редкометальной минерализации (молибденит, висмутин и некоторые другие).

Неодинаковый состав сульфидной минерализации обусловлен прежде всего различной геологической обстановкой отдельных железорудных районов или отдельных месторождений. Анзасское, Хайлеольское и Изыхольское месторождения ассоциируют с одним разновозрастным комплексом горных пород. Для Анзасского месторождения таковым является анзасский интрузив основных пород, для Хайлеольского — мелкие тела преимущественно габбрового состава, для Изыхольского — послейные дайки габбродиабазов, которые, как и само железооруденение, относятся к производным единого магматического очага габброидного состава. Всеми исследователями перечисленные интрузии основного состава признаются в качестве родоначальных для железооруденения (Богацкий, 1959; Поляков, Сергеева и Телешев, 1960; Поляков, Телешев, Индукаев, 1962 и др.). Генетически с ними связано как собственно магнетитовое оруденение, так и сульфидная минерализация, представленная, как уже отмечалось, в основном пиритом, пирротинном и халькопиритом.

Таятское месторождение в геологическом отношении пока изучено недостаточно. В районе месторождения развит комплекс интрузивных пород среднего и основного состава (гранодиориты, габбро). Для нас важно то обстоятельство, что по отношению к железооруденению интрузивные породы района месторождения являются дорудными. Исходя из этого, можно считать, что магнетитовое оруденение и сульфидная минерализация Таятского месторождения генетически связаны с одним и тем же магматическим очагом. Очень простой состав сульфидной минерализации, по нашему мнению, подтверждает это предположение.

По-видимому, единый магматический источник имеют скарново-магнетитовое оруденение и сульфидная минерализация Ирбинской группы месторождений. Однако оруденение Ирбинских месторождений генетически связано не с основной (габброидной) интрузией, а с интрузией преимущественно граносиенитового состава.

Совершенно иная геологическая обстановка в пределах Кондомского железорудного района. Здесь распространены магматические образования двух самостоятельных интрузивных комплексов: сиенитового, предположительно раннекаледонского (кембрийского) возраста, и гранитного, герцинского возраста. Каждый из отмеченных интрузивных комплексов обладает своими особенностями металлогении. В целом для района нами уже были выделены две главные эпохи рудогенеза: более ранняя — железорудная, генетически связанная с интрузией сиенитов, и более молодая — полиметаллическая и редкометальная, генетически связанная с гранитами Мустагского плутона (Вахрушев, 1958, 1959₂). Молодая полиметаллическая и редкометальная минерализация образует самостоятельные рудопроявления и одновременно накладывается на скарново-железорудные месторождения. При этом в зависимости от пространственного положения железорудных месторождений к гранитному массиву выявились элементы зональности в распределении сульфидных минералов (табл. 24). Так, наиболее богатыми и по количеству и по разнообразию минеральных видов являются руды Шерегешевского месторождения, расположенного в непосредственном контакте с гранитной интрузией, затем идут руды Шалымского место-

рождения. Руды Таштагольского и Кочуринского месторождений в отношении сульфидов отличаются более простым составом.

В связи с этим выявлен ряд характерных особенностей в отношении геологических условий нахождения полиметаллического оруденения и редкометальной минерализации в месторождениях Кондомского района.

Для Шерегешевского месторождения эти особенности сводятся к следующему:

1. Полиметаллическое, существенно сфалеритовое оруденение обладает определенной структурной самостоятельностью, концентрируясь вдоль наложенных на скарны и магнетитовые руды наиболее молодых тектонических зон (Болотный участок). Последние нередко выходят и далеко за пределы собственно железорудных тел во вмещающие породы.

2. Галенитовая минерализация в виде вкрапленности в тонких прожилках кварц-кальцит-альбитового состава встречается также за пределами рудного поля (на расстоянии 2,5 км от Главного участка месторождения) среди порфириров, не затронутых не только скарнированием, но и более низкотемпературными процессами.

3. Сульфидная минерализация (молибденит, пирит и сфалерит) в виде макроскопически видимой вкрапленности и мелких гнездообразных обособлений изредка наблюдается не только в скарново-железорудных образованиях, но и среди секущих их гранитов или их жильных производных.

4. Молибденит, пирит и сфалерит были обнаружены в тяжелых фракциях искусственных протолок гранитов. Последние два факта наиболее убедительно свидетельствуют о проявлении молодой сульфидной минерализации, генетически совершенно не связанной со скарново-магнетитовым процессом.

Геологические условия локализации полиметаллической и редкометальной минерализации в пределах рудного поля Шалымского месторождения следующие:

1. Максимальные концентрации полиметаллической минерализации приурочены к кварцевым или карбонат-кварцевым жилам, сформировавшимся в трещинах отрыва и скалывания, которые резко секут и местами смещают рудные, в том числе сульфидные (преимущественно пиритовые), тела этого месторождения. Такие зоны разрывных нарушений имеют крутое падение и по простиранию прослеживаются на сотни метров.

2. Наблюдается наложение галенита в виде прожилков в ассоциации с кварцем, эпидотом и кальцитом на дайки кварцевого порфирита. Формирование даек кварцевого порфирита происходило уже после завершения основных стадий гидротермальной деятельности (актинолитизации, хлоритизации и т. п.), генетически связанной со скарново-магнетитовым процессом. В связи с этим можно определенно говорить о значительном разрыве во времени отложения основной массы сульфидов железа и отчасти меди (пирит, пирротин, халькопирит) и галенитовой минерализации, наложенной на дайки кварцевых порфириров.

3. Наблюдается наложение сульфидной минерализации (галенит, висмутин и другие) на жилы хризотил-асбеста. Последние развиваются исключительно по трещинам скалывания, секущим и одновременно смещающим скарново-рудные тела. Генетическая связь хризотил-асбеста с интрузиями не вполне ясна. Однако независимо от их происхождения и в этом случае имеются все основания говорить о значительном разрыве во времени отложения между сульфидами, непосредственно входящими в состав сульфидно-магнетитовых руд, и той сульфидной минерализацией, которая накладывается на жилы хризотил-асбеста.

4. И, наконец, на месторождении известен молибденит в виде своеобразных колломорфных агрегатов, выполняющих полости среди скар-

нов. Заслуживает внимания поразительно хорошая сохранность сферической формы молибденитовых выделений, что наряду с реликтами колломорфного строения в жильном кварце служит косвенным указанием на относительную молодость этой минерализации и близповерхностные условия отложения.

Следует заметить, что в Кондомском районе известны галенит-сфалеритовые рудопроявления (Тургеневское месторождение), которые пространственно обособлены от всех контактово-метасоматических железорудных месторождений района. Характер полиметаллической минерализации в скарново-магнетитовых месторождениях и в самостоятельных рудопроявлениях совершенно одинаков.

Таким образом, разнообразие сульфидной минерализации в рудах отдельных месторождений Кондомского района (Шерегеш, Шалым), так же, как и большой «разброс» полиметаллического оруденения, выходящего нередко далеко за пределы собственно железорудных месторождений, обусловлено наличием двух разновозрастных комплексов интрузивных горных пород, каждый из которых обладает своими металлогеническими особенностями.

Рассмотрим особенности состава сульфидной минерализации в горноалтайских месторождениях — Инском и Белорецком. Эти месторождения расположены в контактовом ореоле более молодой, по сравнению с железооруденением, гранитной интрузии Тигерекского массива. Естественно, что гранитная интрузия оказала свое влияние на минералогический состав руд Инского и Белорецкого месторождений. К рудным минералам, генетически связанным с тигерекской интрузией, относятся поздние генерации пирита и халькопирита, молибденит, галенит, сфалерит, висмутин, самородный висмутин, шеелит и, возможно, некоторые другие. Некоторые из этих минералов (пирит, молибденит, сфалерит и халькопирит) встречены и в самих гранитах.

Из табл. 23 видно, что руды Инского месторождения, располагающиеся в непосредственном контакте с гранитами и их производными, характеризуются несколько большим разнообразием минерального состава, чем руды Белорецкого месторождения, удаленного на 800—900 м от контакта с гранитным массивом. Подобно Кондомской группе, здесь, видимо, также имеет дело с проявлением элементов зональности в пространственном распределении наложенной со стороны гранитов рудной минерализации.

Следующим в этом отношении примером может служить Ампалыкская группа. После формирования скарново-магнетитовых тел, входящих в состав месторождений этой группы, произошло внедрение гранитов и их жильных производных, которые обычно рассматриваются в качестве отдельных фаз становления сложного по составу Ольгинско-Ампалыкского интрузива. Как уже отмечалось ранее, дорудные габброидные породы, с которыми связано железооруденение, нами отнесены к самостоятельному, более древнему интрузивному комплексу. Однако независимо от того или иного толкования истории формирования Ольгинско-Ампалыкского интрузива все признают, что послерудные граниты и их жильные дериваты сопровождаются собственной сульфидной минерализацией (молибденит, висмутин, самородный висмут, алтаит, сфалерит и другие), которая, накладываясь на скарново-рудные образования, усложняет их состав. В составе аксессуарных минералов гранитов, по З. В. Щербаковой, присутствуют галенит, молибденит и пирит, в то время как в дорудных габбро-диоритах эти и другие сульфидные минералы ни в одном случае не были обнаружены. Одновременно, как это подмечено рядом исследователей, наблюдаются и самостоятельные рудопроявления золотой и сульфидной минерализаций, пространственно не связанных с железооруденением.

Таким образом, на примере ряда месторождений Алтае-Саянской железорудной провинции отчетливо доказывается присутствие в рудах и околорудных измененных пород двух генетически различных и одновременно разновозрастных типов сульфидной минерализации.

1. Сульфидная минерализация, генетически связанная в отношении общности магматического очага непосредственно со скарново-магнетитовым оруденением. Наиболее характерными минералами этого типа минерализации являются пирит, пирротин, халькопирит, а из рудных — пентландит, линнеит.

2. Сульфидная минерализация, наложенная на скарново-рудные образования в связи с внедрением более молодых, по сравнению с железорудением, интрузий гранитного состава. Типичными минералами этой минерализации являются галенит, сфалерит, молибденит, висмутин, алтаит, а также самородные элементы (висмут, серебро, золото) и некоторые другие.

Необходимо подчеркнуть, что имеется ряд минералов, входящих в состав обеих ассоциаций, т. е. образующихся в равной мере, как в генетической связи со скарново-магнетитовым оруденением, так и в гидротермальной деятельности, обусловленной внедрением послерудных гранитных интрузий. Типичным примером таких, своего рода переходящих, минералов могут служить пирит и халькопирит. Однако в этом случае один и тот же минерал, когда входит в разные ассоциации, нередко имеет резко различный состав элементов-примесей. Так, пириты этих двух генетически различных ассоциаций, как будет показано ниже, отличаются содержанием никеля и особенно кобальта. Пириты, генетически связанные со скарново-магнетитовым оруденением, являются кобальтоносными; в пиритах, ассоциирующих с наложенной полиметаллической и редкометальной минерализацией, в сколько-нибудь заметных количествах кобальт и никель не фиксируются. В том случае, когда пирит накладывается на граниты Сарлык-Мустагского (Горная Шория) или Тигерекского (Горный Алтай) массивов, он также постоянно обладает ничтожными содержаниями кобальта (так же, как и никеля), что подтверждает генетическое родство этих пиритов с пиритами, ассоциирующими с полиметаллической и редкометальной минерализацией.

При изучении железорудных месторождений Алтае-Саянской области следует учитывать отмеченные выше закономерности по распределению сульфидных минералов, что, с одной стороны, будет способствовать более глубокому познанию генезиса руд, с другой стороны, — служить необходимой предпосылкой для выяснения особенностей поведения в них многих полезных примесей — кобальта, никеля, селена, теллура и других.

О МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ В ПРЕДЕЛАХ ОТДЕЛЬНЫХ ГРУПП МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Выше были рассмотрены особенности распространения отдельных типов минерализации в пределах Алтае-Саянской железорудной провинции в целом. Однако отдельные закономерности в развитии тех или иных минеральных групп часто очень отчетливо проявляются и в пределах отдельных скарново-рудных залежей, месторождений и их генетически единых групп.

Наиболее часто зональность проявляется в строении собственно скарновых зон. Эта зональность характеризуется в общем случае последовательной сменой пород по направлению к экзоконтакту: а) осветленные диопсид-плагиоклазовые околоскарновые породы; б) скарны эндоконтакта, возникшие за счет интрузива; в) скарны экзоконтакта сложного состава, часто андрадитовые, иногда волластонитовые и амфиболовые; г) мрамора. Это — метасоматическая зональность, в основ-

ном обусловленная изменением состава раствора при взаимодействии его с породами.

Фактически приведенная выше схема строения скарновых зон (по Д. С. Коржинскому) усложняется наличием даек и апофиз интрузива и затушевывается наложением поздних стадий минерализации. Во многих месторождениях в образовании скарнов на первый план выступают не столько явления биметасоматоза, сколько инфильтрационного метасоматоза (Ирбинское, Одиное и другие). Имеются месторождения, где скарновые залежи образовались на контакте известняков не с интрузивом, а с осадочными породами алюмосиликатного состава (глинистые сланцы, алевролиты). Примером образования типичных скарновых зон по слоистости литологически разнородных осадочных толщ служит Белорецкое месторождение в Горном Алтае.

Явления метасоматической зональности в скарновых образованиях благодаря трудам Д. С. Коржинского и его многочисленных последователей в настоящее время детально изучены на примере многих рудных (в том числе и железорудных) районов Советского Союза.

В настоящем разделе несколько подробнее остановимся на рассмотрении зональности, выражающейся в закономерном изменении минерального состава в пределах генетически единых групп в целом в связи с последовательным понижением температур начальных стадий послемагматического минералообразования по мере удаления месторождений от материнского, по отношению к железорудности, интрузива.

Ярким примером проявления такого рода зональности в пространственном распределении минеральных парагенезисов является Кондомская группа. В этой группе уже давно подмечено закономерное изменение в минеральном составе скарново-рудных образований по мере перехода от высокотемпературного Шерегешевского месторождения к крайнему низкотемпературному Кочуринскому или то же самое по мере удаления месторождения от материнского интрузива. За материнский интрузив первоначально ошибочно принимался Сарлык-Мустагский гранитный плутон (Батов, 1935). В последующем с установлением генетической связи железорудности с сиенитовой интрузией явление минералогической зональности связывается, главным образом, с изменением фациальных условий становления различных тел последней (Дербилов, 1958, 1962 и др). Действительно, по мере движения от Шерегешевского месторождения к Кочуринскому уменьшается глубина эрозионного среза и площадь выходов сиенитовых массивов, а в пределах Кочуринского месторождения сиениты на дневную поверхность не выходят, и все рудные тела располагаются в породах кровли.

Явления минералогической зональности в пределах Кондомской группы железорудных месторождений иллюстрируются (табл. 27). В ней представлены ассоциации наиболее характерных нерудных минералов, для которых, за редким исключением, генетическая связь со скарново-рудным процессом (в отношении общности магматического очага) наиболее определенная.

Из таблицы видно, что для Шерегешевского месторождения характерна ассоциация минералов, представленная безводными известково- и магнезиально-железистыми силикатами из групп пироксенов и граната. Кроме того, в составе скарново-рудных образований этого месторождения в небольших количествах наблюдаются такие высокотемпературные минералы, как оливин, шпинель, скаполит и волластонит. В скарнах Шалыма роль пироксена уменьшается, скаполит и шпинель встречаются еще реже, а оливин и волластонит отсутствуют. На Таштагольском месторождении пироксен как скарновый минерал не встречается, и все скарны по существу имеют гранатовый состав. В Кочуринском месторождении и гранат практически отсутствует.

**Минеральные ассоциации околорудных метасоматитов месторождений
Кондомской группы**

Шерегеш	Шалым	Таштагол	Кочура
Оливин	—	—	—
Волластонит	—	—	—
Шпинель	Шпинель	—	—
Скаполит	Скаполит	—	—
Пироксен	Пироксен	—	—
Гранат	Гранат	Гранат	—
Эпидот	Эпидот	Эпидот	Эпидот
Мусковит	Мусковит	Мусковит	Мусковит
Кварц	Кварц	Кварц	Кварц
Хлорит	Хлорит	Хлорит	Хлорит

Пр и м е ч а н и е. Подчеркнуты главные минералы, остальные — второстепенные и редко встречающиеся минералы.

С другой стороны, по мере перехода от Шерегеша к Кочуре заметно усиливается роль средне- и низкотемпературных минералов — эпидота, мусковита (серицита), кварца, хлорита и т. п., а из рудных — гидротермального гематита.

В этом же направлении выявляется понижение интенсивности метасоматического замещения алюмосиликатных пород скарновыми минералами и магнетитом. Так, эндоскарны наиболее распространены в Шерегеше, затем в Шалыме. В пределах этих же месторождений наблюдается образование магнетитовых руд не только на месте карбонатсодержащих пород, но и на месте эндоскарнов и даже неизмененных (или слабоизмененных) скарновыми процессами сиенитов, габбро-порфириров и т. п.

Явления зональности в распределении минеральных парагенезисов свойственны и многим другим группам месторождений. В пределах Тейской группы также наблюдается повышение роли низкотемпературных минералов в составе скарново-рудных залежей, наиболее удаленных от источника оруденения. При этом Абагасское месторождение, образовавшееся в наиболее верхних горизонтах вмещающих толщ и одновременно в максимальном удалении от главного рудоподводящего канала (Тейского разлома) и материнского сиенитового интрузива, уже по ряду признаков приближается к месторождениям более низкотемпературного гидротермального типа. Здесь, по сравнению со всеми другими месторождениями группы, собственно скарновая ассоциация представлена слабо, при широком развитии в околорудных метасоматитах водносиликатных минералов — актинолита, хлорита и т. п. Из рудных минералов сильно возрастает роль гематита, ранние генерации которого преобразованы в мушкетовит. По существу основная масса руд этого месторождения имеет гематит-мушкетовитовый состав. Характерно также присутствие в гематит-мушкетовитовых рудах повышенных концентраций халькопиритовой минерализации. Отмеченные особенности минерального состава руд и околорудных метасоматитов в той или иной степени выявляются в месторождениях Абаканском, Кочуринском, Белорецком, т. е. в тех, рудные залежи которых располагаются целиком в пределах эффузивно-осадочных толщ в удалении от контакта с материнским интрузивом.

В пределах генетически единых групп контактово-метасоматических месторождений, как будет детально рассмотрено ниже, параллельно с изменением минерального состава наблюдается и изменение многих элементов-примесей в рудообразующем магнетите. Этот вывод нами сделан еще в 1959 г. на примере изучения руд Кондомской группы месторождений (Вахрушев, 1959_{1,2}). В настоящее время он подтвержден результатами исследований многих других месторождений Алтае-Саянской области.

Отмеченные закономерности в пространственном распределении минеральных парагенезисов, так же, как и элементов-примесей в рудах, могут быть использованы и для практических целей, в том числе при перспективной оценке качества руд того или иного месторождения в отношении их минерального и химического состава и в качестве дополнительного критерия для направления поисковых работ на собственно железные руды и на руды других металлов, например, меди. Выше уже отмечалось, что железные руды или окolorудные метасоматиты Абагаского, Белорецкого и некоторых других месторождений рассматриваемого генетического типа локально обогащены медной, преимущественно халькопиритовой минерализацией. Правомерно считать, что эта минерализация генетически связана с контактово-метасоматическим процессом, являясь проявлением наиболее поздних его стадий в наиболее удаленных от материнского интрузива участках. Если это так, то районы упомянутых выше и других железорудных месторождений, занимающих крайнее, по отношению к материнскому интрузиву, положение, должны рассматриваться как перспективные для обнаружения самостоятельных меднорудных месторождений. Последние при магнитометрических съемках, широко применяемых при поисках магнетитовых месторождений, не обнаруживаются, и могут быть пропущены, особенно в таежных, полностью задернованных районах, и при последующих разведочных работах на железные руды, если принять во внимание пространственную разобщенность медного оруденения от железорудного.

Приуроченность медного оруденения к железорудным узлам или районам не является специфической особенностью только Алтае-Саянской железорудной провинции. На Среднем и Северном Урале в определенной связи с контактово-метасоматическими железорудными месторождениями давно известны медные месторождения, которые пространственно объединяются с железорудными, тем не менее они почти постоянно закономерно приурочиваются к периферии рудных полей с большим удалением от центра рудных полей, от интрузива (Овчинников, 1960).

ЭТАПЫ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ МЕХАНИЗМА ЗАМЕЩЕНИЯ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ СКАРНОВО-МАГНЕТИТОВЫХ ТЕЛ

ЭТАПЫ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Выделяются три группы месторождений: 1) месторождения, пространственно и генетически связанные с существенно габброидными интрузивными комплексами; 2) месторождения, генетически связанные с интрузивными комплексами преимущественно субщелочного (граносиенитового) состава; 3) месторождения, ассоциирующие с гранитоидными интрузивами батолитового типа.

Процесс формирования месторождений распадается на ряд этапов, отвечающих падению температуры, изменению состава и концентрации растворов и характеризующихся определенными минеральными парагенезисами.

По последнему признаку, например, для месторождений второй и третьей генетических групп отчетливо выделяются следующие этапы: 1) раннего послемагматического метасоматоза; 2) скарново-магнетитовый; 3) водносиликатный-апоскарновый; 4) кварцево-карбонатно-сульфидный. Формирование месторождений первой группы происходило при несколько иных условиях. Здесь на определенных этапах возникли иные минеральные парагенезисы, характерные только для месторождений, ассоциирующих с габброидными породами. Последовательность формирования (по этапам) для месторождений этой группы следующая: 1) этап раннего послемагматического метасоматоза; 2) скаполитово-магнетитовый; 3) карбонатно-сульфидный.

В каждой из этих групп с удалением месторождения от материнского интрузива наблюдается усиление интенсивности проявления низкотемпературных этапов, в то время как начальные высокотемпературные этапы выражены слабо или выпадают полностью.

Этап раннего послемагматического метасоматоза

Из наиболее ранних послемагматических процессов, генетически связанных с формированием контактово-метасоматических месторождений, главенствующая роль принадлежит процессам альбитизации. Натровый метасоматоз отмечается в полях развития всех выделенных выше групп месторождений. Особенно интенсивно он проявлен в пределах месторождений первой и второй генетических групп. В результате мощной альбитизации за счет как первичных интрузивных пород, так и

пород кровли нередко возникают почти мономинеральные породы альбитового состава. Прекрасными примерами служат альбититы Кондомской группы, образовавшиеся в основном по сиенитам, кератофирам и туфам, альбититы Анзасского месторождения, возникшие за счет преобразования габброндной интрузии и вмещающей ее сланцевой толщи. Первоначально альбититы Кондомского района, так же как и Анзасского месторождения, некоторыми исследователями рассматривались как производные щелочной магмы, т. е. первичные разности магматических пород. В настоящее время метасоматическая порода альбититов упомянутых выше железорудных районов не вызывает сомнений, за исключением, быть может, жильных образований Анзасского месторождения, для которых некоторыми авторами (Поляков, Сергеева, Телешев, 1960) допускается первично магматическое происхождение.

Доводы в пользу вторичного метасоматического образования альбититов приведены в работах ряда исследователей, специально занимавшихся рассмотрением этого вопроса (Сумин, 1953; Корель, 1957; Вахрушев, 1959; Д. И. Павлов, 1961 и другие). В связи с этим здесь мы остановимся на рассмотрении лишь некоторых явлений, сопровождающих альбитизацию.

Интрузивные породы различного состава, подвергшиеся альбитизации, по сравнению с их неизменными разностями постоянно характеризуются пониженным содержанием железа. Микроскопические исследования постоянно показывают, что в альбитизированных разностях сиенитов, диоритов и т. п. первичные темноцветные минералы замещаются менее железистыми вторичными минералами, а именно: роговая обманка — хлоритом, магнетит — биотитом, последний, в свою очередь, — хлоритом и т. п. с образованием в конечном итоге альбититов, почти нацело лишенных цветных компонентов исходных пород.

В этом отношении показательны данные по количественному содержанию железорудных минералов, в частности акцессорного магнетита, в сиенитах, диоритах, габбро и других горных породах, входящих в состав тех или иных формационных типов железоносных интрузий. Оказалось, что в наиболее альбитизированных разностях этих пород, располагающихся обычно в пределах рудных полей, акцессорного магнетита содержится в 10—20 раз меньше, чем в неизмененных.

Различные стадии растворения магнетита и выноса железа вплоть до полного исчезновения этого минерала можно видеть при макроскопическом изучении прозрачных шлифов.

Вынос железа при натровом метасоматозе вмещающих интрузивы пород (кератофинов, туфов, различного рода сланцев и т. п.) часто легко улавливается при макроскопических наблюдениях, так как обычно альбитизация сопровождается их осветлением. Нами был произведен химический анализ ряда образцов, вмещающих сиенитовую интрузию пород Кондомского железорудного района, которые в той или иной степени подверглись натровому метасоматозу (табл. 28).

В первых трех колонках таблицы приведены анализы метасоматически преобразованных кератофинов Шалыма (от менее измененных разностей к более измененным). Обр. 74 и 66 взяты в 250—300 м от скарново-рудной зоны Шалыма. Они представляют собой альбитизированные и слегка серицитизированные кератофиры, состоящие из калиевого полевого шпата (пертита) в виде вкрапленников с резко извилистыми очертаниями и вторичного альбита. Из второстепенных минералов присутствуют кварц, пирит, гематит. Последний наблюдается в виде пластинчатых выделений, нередко образующих кучные скопления. Обр. 614 отобран непосредственно из скарново-рудной зоны (скв. 215, глубина 108 м); порода подвержена наиболее интенсивному натровому метасоматозу. Она почти нацело сложена мелкопластинча-

Химический состав измененных вмещающих горных пород

Окислы	Альбитизированные кератофиры Шалыма			Туфосланцы Ташта- гола		Фиолетовые туфо- сланцы Таштагола	
	обр. 74	обр. 66	обр. 614	обр. 972	обр. 973	обр. 1012	обр. 151
SiO ₂	61,05	61,08	67,60	50,68	54,68	44,42	46,44
TiO ₂	0,35	0,35	0,18	0,83	0,37	0,83	0,83
Al ₂ O ₃	17,36	15,36	17,13	19,54	20,64	15,12	17,45
Fe ₂ O ₃	1,43	1,39	0,85	8,18	2,67	9,36	8,00
FeO	2,48	1,80	0,14	0,18	0,11	0,11	0,07
MnO	0,16	0,20	0,04	0,16	0,11	0,23	0,25
MgO	1,39	1,51	0,62	2,28	2,14	3,51	2,93
CaO	1,86	2,42	1,47	4,50	2,90	7,60	8,70
Na ₂ O	4,08	6,95	9,16	4,71	5,96	1,73	3,07
K ₂ O	5,98	3,18	0,40	3,19	3,69	4,38	1,82
P ₂ O ₅	0,19	0,45	0,45	0,59	0,39	0,54	0,67
SO ₃	0,85	1,11	0,09	0,02	0,02	0,03	0,02
П. п. п.	2,47	3,82	1,62	1,90	5,50	12,04	9,12
Сумма . .	99,65	99,62	99,75	99,46	99,18	99,90	99,37

П р и м е ч а н и е. Химические анализы выполнены в аналитической лаборатории Химико-металлургического института СО АН СССР аналитиками З. И. Астапович и М. А. Куперштейн.

тыми агрегатами вторичного альбита, благодаря чему макроскопически выглядит почти совершенно белой.

При рассмотрении результатов химических анализов этих образцов отчетливо видно закономерное уменьшение в содержании окислов железа в кератофирах с увеличением в них Na₂O или то же самое с повышением интенсивности альбитизации.

Осветление вмещающих пород под воздействием послемагматических процессов особенно хорошо видно в одной из горных выработок Таштагола (рудничный двор шахты Слепой), вскрывшей контактовую зону сиенитов с темно-красными сланцами. Эти сланцы, судя по сохранившейся кое-где реликтовой структуре, видимо, образовались за счет мелкообломочных кристаллокластических туфов или туффитов, и некоторыми авторами (Г. Л. Поспелов и другие) именуется туфосланцами. Вследствие темной окраски последних альбитизированные участки в них выделяются очень редко. Под микроскопом неизменные разновидности сланцев имеют порфировидную структуру. Вкрапленники представлены обломками и кристаллами альбита. Основная масса состоит из мелкозернистого полевошпатового материала, хлорита, карбоната и рудного непрозрачного минерала, принадлежащего большей частью к гематиту.

Для осветленных участков этой породы характерно почти полное отсутствие гематита, что свидетельствует о растворении и выносе железа под воздействием послемагматических процессов. Это подтверждается данными химического анализа пород (обр. 972 и 973).

И, наконец, в последних двух колонках таблицы приведены химические анализы гематитоносных рассланцованных туфов (туфосланцев), обладающих характерной фиолетовой окраской. Оба образца являются типичными представителями этих пород, широко развитых в лежащем боку Таштагольского месторождения. Обр. 1012 представляет собой рассланцованный туф фиолетовой окраски, слабо затронутый альбити-

зацией (скв. 145, глубина 122 м); обр. 151 — частично осветленный рассланцованный туф с неравномерно пятнистой окраской (скв. 79, глубина 131 м). В первом случае K_2O преобладает над Na_2O , во втором — наоборот, содержание Na_2O становится несколько больше, чем K_2O . Эти два анализа интересны и в другом отношении. Они дают представление о содержании железа в гематитоносных фиолетовых сланцах Таштагола, химические анализы которых приводятся впервые. Содержание железа в них относительно невысоко.

При процессах альбитизации подвижными являются не только щелочи и железо, но и ряд других компонентов. В частности, в ходе метасоматического преобразования алюмосиликатных (особенно интрузивных) пород некоторую миграцию и перераспределение испытывают титан и цирконий, относящиеся обычно к исключительно инертным компонентам в условиях скарнообразования (Коржинский, 1955).

На возможность перераспределения титана под воздействием послемагматических процессов указывалось уже неоднократно (Вахрушев и Борисенко, 1956; Вахрушев, 1959₂, 1960). Это заключение было сделано на основании многочисленных наблюдений в отношении особенностей распределения и форм выделения титанита, являющегося по существу единственным метасоматическим титановым минералом.

Повышенные концентрации титанита отмечаются в околоскарновых диопсид-плагноклазовых породах Шалымского месторождения. В прозрачных шлифах титанит встречается как в виде единичных неправильных или конвертообразных зерен, так и в виде кучных скоплений, нередко с характерным кольцеобразным расположением зерен (рис. 79). Кучные скопления этого минерала в ассоциации с карбонатом, апатитом и некоторыми другими вторичными минералами обычно располагаются около или непосредственно внутри контуров разложившихся темноцветных минералов (роговой обманки, пироксена, биотита). Однако количество титанита в пределах этих контуров часто настолько велико, что исключает возможность образования его только за счет высвобождения титана из кристаллической решетки одного зерна разложившегося биотита или роговой обманки. Химические анализы диопсид-плагноклазовых пород показали повышенное содержание в них TiO_2 (0,90% в диопсид-плагноклазовых породах при 0,18—0,22% в исходных сиенитах).

О миграции титана в горных породах Шалыма свидетельствуют также прожилковидные выделения титанита в альбитизированных кератофирах приконтактной зоны с сиенитами (рис. 80) и друзовидные выделения его кристаллов в ассоциации с эпидотом и кварцем. Кварц-карбонатные жилки с титанитом нами наблюдались и в кислых эффузивах Ирбинского месторождения, в пределах зоны их контакта с комплексом интрузивных пород.

Крайне неравномерное распределение титанита отмечено в метаморфизованных габбровых породах Инского месторождения (Вахрушев, Соболев, 1961). В одних шлифах встречаются лишь единичные зерна титанита, в других — содержание этого минерала составляет 7—8% и более от площади шлифа. Спорадические скопления темно-коричневых зерен титанита и прожилки часто хорошо видны невооруженным глазом. Мощность прожилков достигает 1 см. Прожилки титанита встречаются также во вмещающих габбровых телах роговиках в пределах экзоконтактной зоны. Значительные концентрации титана (до 3,7% TiO_2) установлены в некоторых разностях роговиков Белорецкого месторождения. В скарново-рудных образованиях этого месторождения обычны и прожилковые выделения титанита (Вахрушев, 1960₂).

Повышенные содержания титанита свойственны роговикам Шерегешевского месторождения, располагающимся в приконтактной зоне

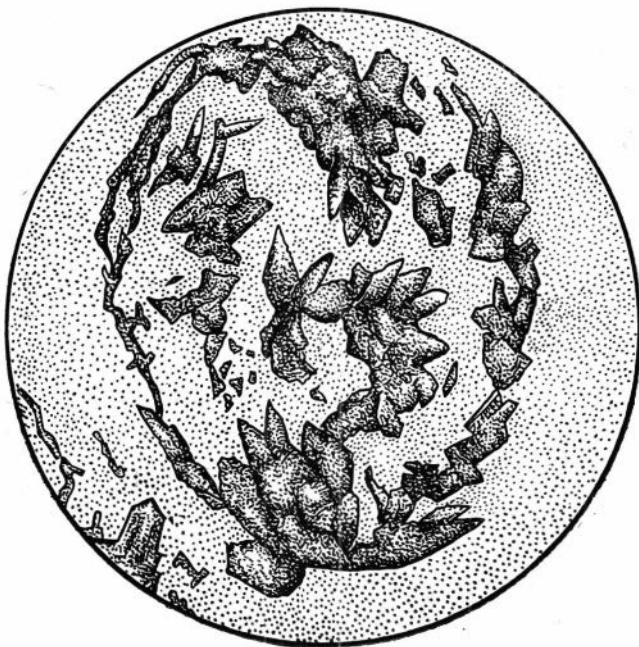


Рис. 79. Кучное скопление титанита в околоскарновой
диопсид-плагноклазовой породе Шалыма. Прозрачный
шлиф, увел. 120

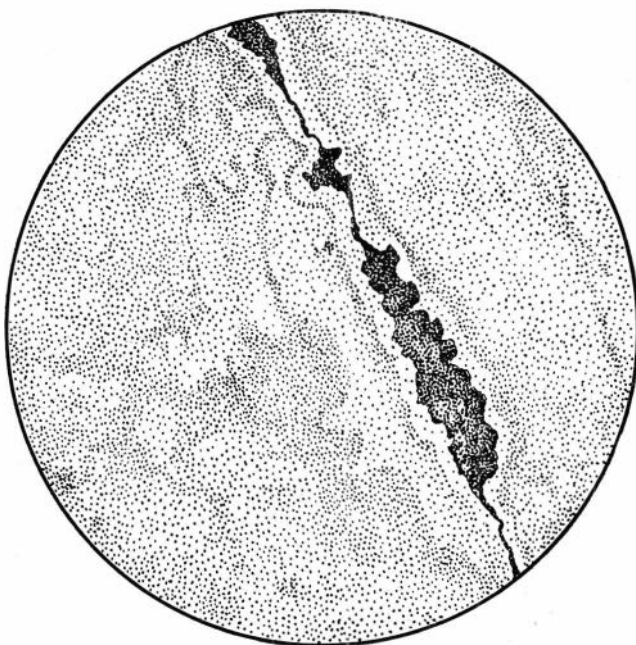


Рис. 80. Прожилек лейкоксена в кератофире Шалыма.
По периферии прожилка светлая альбитовая кайма. По-
зрачный шлиф, увел. 30

с апофизами послерудных гранитов. В последних параллельно контакту жил наблюдаются цепочковидные агрегаты титанита. Форма зерен титанита крайне неправильная с прожилковидными ответвлениями по трещинкам и по граничным поверхностям между зернами породообразующих минералов гранита. Кроме того, в гранитах и их жильных производных, развитых в пределах Шерегешевского рудного поля, обычны псевдоморфозы кальцита и хлорита по титаниту с одновременным присутствием в тех же самых шлифах и прожилковых обособлений этого минерала (рис. 81—83).

Таким образом, переотложение титана в пределах Шерегешевского месторождения обусловлено воздействием послемагматических растворов, генетически связанных не только с сиенитами, но и с гранитами Сарлык-Мустагского плутона. Вполне вероятно, что на перераспределение титана в скарново-рудных образованиях Инского и Белорецкого месторождений существенное влияние оказали послемагматические растворы, генетически связанные также с послерудными гранитами Тигерского массива.

В последнее время Г. А. Соколовым и Д. И. Павловым (1962) описаны явления миграции титана в процессе послемагматической альбитизации габбро Анзасского месторождения с максимальной концентрацией титанита в альбитизированных сланцах в пределах узкой экзоконтактной зоны.

В большинстве случаев основным источником титана служит акцессорный титанистый магнетит и темноцветные минералы интрузивных пород. Разложение титаномагнетита с образованием периферических кайм из титанита — обычное явление в альбитизированных разностях сиенитов Шерегеша, метасоматически измененных габбро-диоритах Таятского месторождения и в других породах. В апогаббровых амфибол-скаполитовых породах Таятского месторождения встречается магнетит с закономерно ориентированными включениями относительно крупных пластинок ильменита. Последние часто нацело преобразованы в титанит, причем по расположению выделений последнего легко узнается реликтовая структура распада твердого раствора первичного титаномагнетита. При глубоком преобразовании и титанита не остается на месте.

Разложение темноцветных минералов происходит уже на первых стадиях альбитизации с высвобождением титана из кристаллической решетки. Титан в форме титанита, как уже отмечалось выше, остается на месте или мигрирует на некоторое расстояние с образованием кучных скоплений или тонких жилок.

В ходе метасоматического преобразования различного рода интрузивных пород некоторую подвижность приобретает цирконий, что было подмечено нами еще в 1956 г. при выяснении закономерностей распределения акцессорного циркона в сиенитах Кондомского района (Вахрушев, 1956₁, 1959₂). Эти закономерности сводятся к следующим положениям.

1. В образцах сиенитов, отобранных из одного массива, содержание циркона изменяется в зависимости от интенсивности проявления в них послемагматических процессов. Максимальные количества циркона наблюдаются в малоизмененных разностях сиенитов, в то время как в альбитизированных разностях сиенитов содержание циркона заметно снижается почти до полного его исчезновения.

2. В соответствии с изменением количества циркона в сиенитах наблюдается и изменение морфологических особенностей их зерен, а именно: неизменным сиенитам более свойственны идиоморфные или слабоокруглые очертания кристаллов циркона, в то время как для сильноизмененных разностей характерны округлые (яйцевидные) и интенсивно корродированные зерна. При этом одни ребра или грани кристаллов

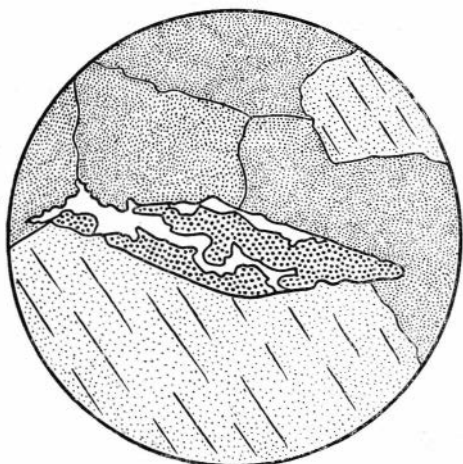


Рис. 81. Начальная стадия псевдоморфного замещения титанита (кристалл в центре) кальцитом (белое). Основная масса — полевоы шпат и кварц. Увел. 100

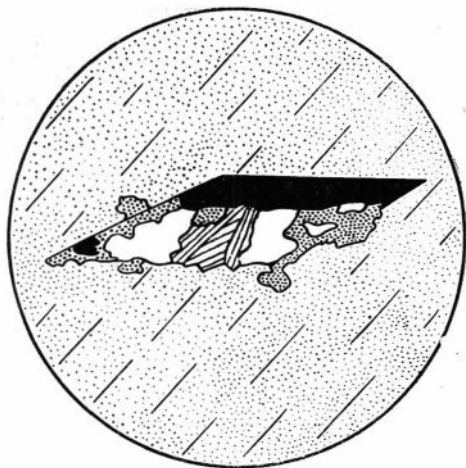


Рис. 82. Псевдоморфное замещение титанита кальцитом (белое) и хлоритом (пластинчатые зерна в центре кристалла). По периферии кристалла сохранились реликты титанита. Черное — рудный непрозрачный. Вмещающий минерал — полевоы шпат. Прозрачный шлиф, увел. 100

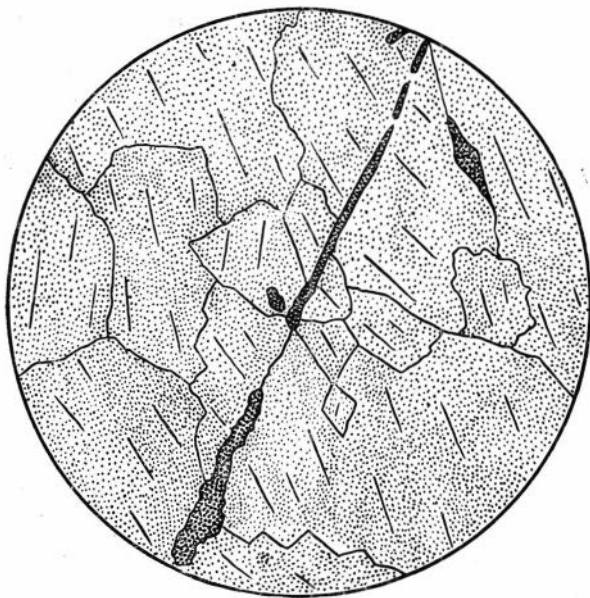


Рис. 83. Прожилковидные обособления титанита в граните. Основная масса полевоы — шпат. Прозрачный шлиф, увел. 24

циркона сильно корродированы, другие хорошо сохраняют прямолинейность своих очертаний.

Примером сиенитов с обычным для них содержанием циркона являются сиениты Кубесского и Шалымского массивов в участках, не подвергшихся более или менее интенсивному воздействию послемагматических процессов, в том числе воздействию процессов альбитизации. В метасоматически же измененных сиенитах, развитых в пределах железорудных месторождений или вблизи их, циркон хотя и встречается,

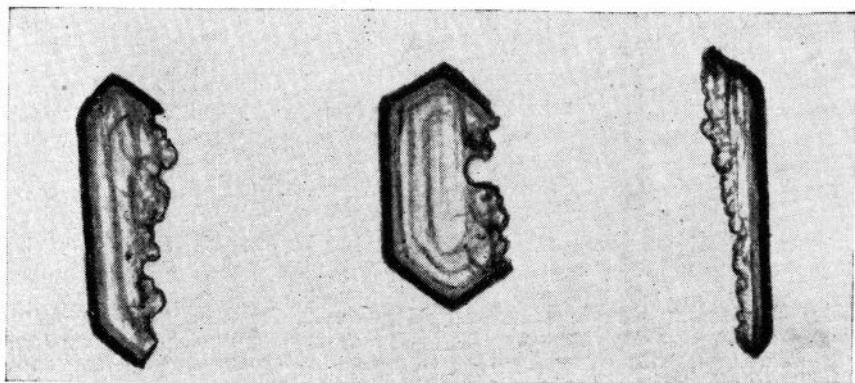


Рис. 84. Формы зерен цирконов из сиенитов Кондомского района. Примерное увел. 150

однако количество его снижается по сравнению с неизмененными сиенитами. Например, сиениты Таштагола, особенно в пределах рудного поля, наиболее интенсивно преобразованы послемагматическими растворами, и поэтому они лишены не только всех первичных темноцветных минералов, но и большинства акцессорных минералов (магнетита, апатита и других), в том числе и циркона, считающегося исключительно стойким в химическом отношении минералом.

Зерна циркона с корродированными гранями встречаются и в гранитах Сарлыкского массива, особенно в пределах Шерегешевского месторождения, где они также испытали воздействие послемагматических процессов. При этом на округлых зернах циркона иногда наблюдаются зубчатые оболочки и наросты того же самого минерала. Формы зерен циркона из сиенитов и гранитов с корродированными гранями и наростами приведены на рис. 84 и 85.

Присутствие в сиенитах и гранитах округленных и в различной степени корродированных зерен циркона не может быть объяснено захватом их из вмещающих осадочных пород. Против такого объяснения говорят следующие факты: приуроченность максимально корродированных зерен циркона к ореолам метасоматического преобразования сиенитов; присутствие кристаллов, одни ребра и грани которых корродированы, а другие сохраняют прямолинейность очертаний (вплоть до сохранения острых углов); и, наконец, нередко округленные кристаллы настолько малы (меньше 0,1—0,05 мм), что исключается возможность их окатывания при переносе в экзогенных условиях. Эти факты говорят, что мы имеем дело с химическим растворением цирконов под воздействием послемагматических растворов на изверженные горные породы.

Процесс химического растворения циркона не вполне ясен. Несомненно, что растворение его происходило под воздействием химически

сильно активных послемагматических растворов, поскольку максимально корродированные зерна циркона в интрузивных породах приурочены к наиболее интенсивно преобразованным их разностям. Наши выводы о растворении циркона и частичном перераспределении его компонентов под влиянием послемагматических процессов позднее были

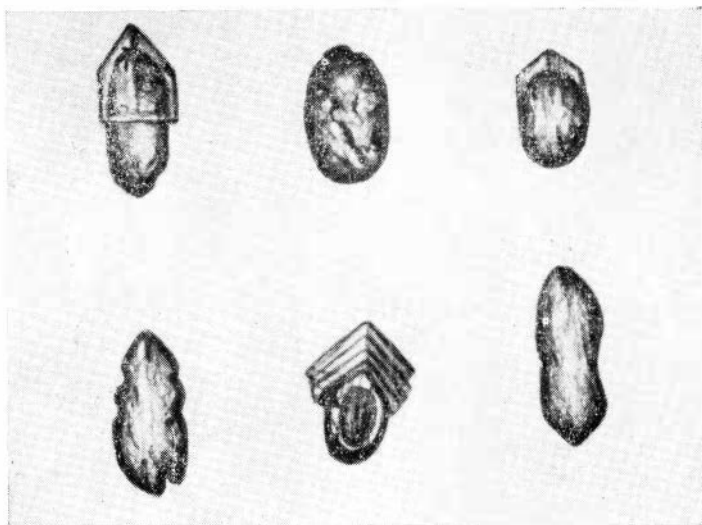


Рис. 85. Формы зерен цирконов из гранитов Сарлыкского массива. Примерное увел. 75

подтверждены также и наблюдениями А. С. Павленко, Э. К. Вайнштейн и И. Д. Шевелевского (1957).

Явления растворения под влиянием редких послемагматических процессов свойственны ряду других минералов, в частности апатиту. В интрузивных породах, в той или иной степени подвергшихся метасоматическим изменениям, следы растворения кристаллов апатита — широко распространенное явление, на что уже обращали внимание ранее (Вахрушев, 1956). В месте с тем хорошо известно, что в скарнах и рудах апатит встречается довольно часто. Однако часто необычно крупные выделения кристаллов, их кучное распределение, так же, как и возрастные взаимоотношения с сопутствующими минералами, указывают на метасоматическую природу этого апатита. Отсюда присутствие апатита в скарнах и рудах далеко не всегда указывает, как полагал Д. С. Коржинский (1955), на их эндоконтактовую природу.

Скаполитовый (скаполитово-магнетитовый) этап

Широкое развитие скаполитовых метасоматитов является одной из характерных черт месторождений выделенной выше первой генетической группы (Анзасское, Таятское, Хайлеольское и другие месторождения). Подавляющая масса скаполита образуется по габброндам, в том числе и по их альбитизированным разностям. В меньших масштабах скаполитизации подвергаются диориты, монзониты и другие разности интрузивных пород (месторождения Ампалыкской группы, Мульгинское и другие).

Рудообразующий магнетит, судя по наблюдающимся в шлифах возрастным взаимоотношениям, во всех случаях является несколько более поздним по отношению к основной фазе скаполитизации. Вместе

с тем для месторождений этой группы характерен тесный парагенезис скаполита с магнетитом, на основании чего ряд исследователей делают заключение, что скаполитизация не может быть резко разорвана во времени с рудным процессом (Калинин, 1961, 1962; Д. И. Павлов, 1962₁). Тесный парагенезис скаполита с магнетитом, по мнению Д. В. Калинина (1961, 1962), находит естественное объяснение из предлагаемого им химизма переноса железа в виде хлорацидокомплексных соединений Na и реакции минералообразования¹. Вопрос о парагенетической связи процессов скаполитизации с магнетитовым оруденением, несомненно, важен и требует дальнейшего всестороннего изучения.

Так или иначе приуроченность скаполитовых метасоматитов только к генетически определенной группе железорудных месторождений (ассоциирующих со слабодифференцированными габброидными породами) указывает на специфические условия их формирования, в частности, на высокие концентрации хлора в послемагматических растворах. Эта особенность химизма растворов на последующих более низкотемпературных этапах минералообразования проявляется в образовании ряда минералов, богатых хлором (дашкесанит, хлорсодержащий биотит и другие).

Скарново-магнетитовый этап

Этот этап обычно отчетливо подразделяется на две стадии: скарнообразования и магнетитового оруденения.

В первую стадию происходило формирование скарновых залежей, преимущественно гранатового и гранат-пироксенового составов. Реже и в неизмеримо меньших объемах встречаются волластонитовые скарны (Самсон, Шереш), образующиеся в верхнем поясе метасоматической колонки в результате реакционного понижения концентрации железа и магния в растворах при скарнообразовании в контакте с известняками (Коржинский, 1955). В случае замещения доломитов или других пород, богатых магнием, в эту же стадию образуются магнезиальные скарны (Тейское, Темиртауское, Леспромхозное месторождения).

Как видно из сопоставления месторождений, входящих в генетически единую группу, но располагающихся на различных расстояниях или уровнях от материнского интрузива, формирование скарнов происходит при неодинаковых условиях, в частности температурных, что сказывается на составе, строении и мощности скарновых зон. По мере удаления от родоначального интрузива происходит смена наиболее высокотемпературных пироксеновых скарнов пироксен-гранатовыми и, наконец, одними гранатовыми скарнами при параллельном уменьшении мощностей скарновых зон (Кондомская группа месторождений).

В большинстве месторождений стадия магнетитового оруденения отчетливо накладывается на скарны. Лишь в отдельных случаях после отложения основной массы магнетита вновь наблюдаются проявления скарнообразования (Ирбинская группа). Образование магнетита происходило в широком интервале температур. В одних месторождениях отложение магнетита следовало вскоре за отложением скарновых минералов и протекало в высокотемпературных условиях, при которых скарновые минералы были устойчивы. Относительно высокая температура образования магнетита подтверждается еще тем, что он содержит повышенное количество титана, марганца и некоторых других элементов-примесей. В других месторождениях, обычно удаленных от родоначального интрузива, скарновая стадия выпадает, и магнетит ассоциирует с водносиликатными минералами (Абакан, Кочура).

¹ Об этом несколько подробнее будет сказано в главе 6.

В первой группе месторождений магнетитовое оруденение накладывается на альбитовые и скаполитовые метасоматиты.

Отложение магнетита происходит избирательно. Наиболее охотно замещаются известняки и другие карбонатсодержащие породы, затем скарны гранатового и пироксенового состава и, наконец, алюмосиликатные породы. Избирательный характер замещения особенно резко проявлен в месторождениях, располагающихся вне контакта с родоначальным интрузивом, где, видимо, отложение магнетита происходило при более низких температурах. Не случайно, что именно в таких месторождениях за счет избирательного замещения карбонатсодержащих прослоев наблюдается как пластообразная форма рудных тел, так и широкое развитие унаследованной полосчатости в самих рудах. При высокотемпературных условиях магнетит замещает известняки и скарны так же, как и непосредственно алюмосиликатные породы.

Массивные магнетитовые руды, как правило, возникают по известнякам. По скарнам и особенно алюмосиликатным породам образуются вкрапленные руды, а в случае предварительного дробления их, приобретают широкое распространение руды прожилково-пятнистой и брекчиевой текстур.

В пределах Алтае-Саянской железорудной провинции имеются примеры рудных тел и даже целых месторождений, образовавшихся на месте как известняков и экзоскарнов, так и алюмосиликатных пород.

Водносиликатный (водносиликатный апоскарновый) этап

В месторождениях второй и третьей генетических групп ассоциации водносиликатных минералов возникают, притом нередко в массовом масштабе, за счет разложения скарновых минералов (водносиликатный — апоскарновый этап), так же, как и за счет магнетитовых руд и непосредственно вмещающих пород в тех месторождениях, в которых стадия скарнообразования выражена слабо или выпала полностью (Кочура, Абакан).

Минеральные парагенезисы, возникающие по известковым и магнезиальным скарнам, отличаются друг от друга. Известковые скарны обычно замещаются эпидотом, амфиболом тремолит-актинолитового ряда, хлоритом. По магнезиальным скарнам возникают флогопит, серпентин, магнезиальный хлорит и т. п.

В месторождениях первой группы водносиликатные минералы развиваются по альбитовым и скаполитовым метасоматитам.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что минерализация этого этапа для месторождений генетически разных групп близка, но не тождественна. Отличия заключаются не только в различном составе исходных пород (например, в одном случае скарны, в другом — альбитовые и скаполитовые метасоматиты), но и в некоторых минералогических особенностях рассматриваемых минеральных парагенезисов. В месторождениях, ассоциирующих с интрузивами габброидов, в составе минеральных парагенезисов этого этапа наблюдается в значительных количествах дашкесанит. Повышенные содержания хлора выявлены также в ряде других минералов (актинолите, биотите).

Следует отметить, что возникающие на протяжении этого этапа минеральные ассоциации довольно многочисленны и во времени сменяют одна другую в связи с постепенным падением температуры и изменением состава растворов. В этот же этап происходит и отложение ранних генераций ряда сульфидных минералов — пирита, пирротина и других.

Минерализация этого этапа проявляется в виде кварц-кальцитовых, анкеритовых, кварц-кальцит-анкеритовых, иногда кварц-альбитовых жил, секущих все образования месторождений. Жилы содержат вкрапленность пирита, арсенопирита, халькопирита, сфалерита. В некоторых месторождениях к молодым карбонатным жилкам приурочены и выделения арсенидов кобальта и никеля. В этот этап метасоматические процессы практически затухают, и отложение минералов — новообразований происходит в основном путем заполнения трещин.

МЕХАНИЗМ ЗАМЕЩЕНИЯ И ЕГО НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ

Механизм замещения одних минеральных ассоциаций другими в скарново-железородных месторождениях вообще рассматривается в работах ряда исследователей. В связи с этим здесь остановимся лишь на отдельных моментах явлений замещения, представляющих наибольший интерес для решения некоторых генетических вопросов применительно к контактово-метасоматическим месторождениям Алтае-Саянской области.

Ведущую роль процессы замещения играют при образовании собственно магнетитовых руд. Хорошо известны факты замещения рудообразующим магнетитом скарновых минералов — граната, пироксена, скаполита, оливина и других. Вместе с тем магнетитовое оруденение часто выходит за пределы собственно скарновых зон и накладывается на неизмененные скарновыми процессами вмещающие породы.

Рассматривая скарново-магнетитовые месторождения Урала, В. А. Жариков пришел к заключению, что «магнетитовые руды в скарновых месторождениях образуются почти исключительно по скарнам; замещение магнетитом известняков является скорее исключением и наблюдается в столь незначительных масштабах, что не имеет практического значения» (Жариков, 1961). Этот вывод для контактово-метасоматических месторождений Алтае-Саянской области не приемлем. Замещение магнетитом карбонатных пород в широких масштабах наблюдается в подавляющем большинстве скарновых месторождений Горной Шории (Шерегешевское, Темиртауское, Амфитеатр, Бегунец, Леспромхозное и другие) и во многих месторождениях других железорудных районов (Белорецкое, Тейское, Абагасское и другие). Более того, в ряде крупных месторождений скарновые минералы пользуются небольшим распространением (Таштагол) или почти полностью отсутствуют (Абакан, Кочура), и магнетитовые руды этих месторождений в основном образовались непосредственно по карбонатным породам.

При макро- и микроисследованиях отчетливо устанавливаются различные стадии замещения массивных известняков магнетитом. При этом возникают такие сочетания минеральных агрегатов, которые характеризуются закономерным чередованием полосок магнетита и кальцита (рис. 86 и 87). Различные наименования употребляются для обозначения таких текстур: бурундучная, рябчиковая, ритмически-полосчатая.

В железорудных месторождениях Алтае-Саянской области ритмически-полосчатые руды распространены достаточно широко. Морфологические особенности и геологические условия локализации их на примере ряда месторождений в последнее время описаны С. С. Лапиным (1954) и В. А. Вахрушевым (1959₂, 1960₂).

Существуют различные толкования генезиса ритмически-полосчатых текстур в рудах или горных породах вообще. Подробнее сведения по этому вопросу имеются в справочных руководствах многих авторов (Чухров, 1955; Шахов, 1961 и другие). Совершенно очевидно, что внешне

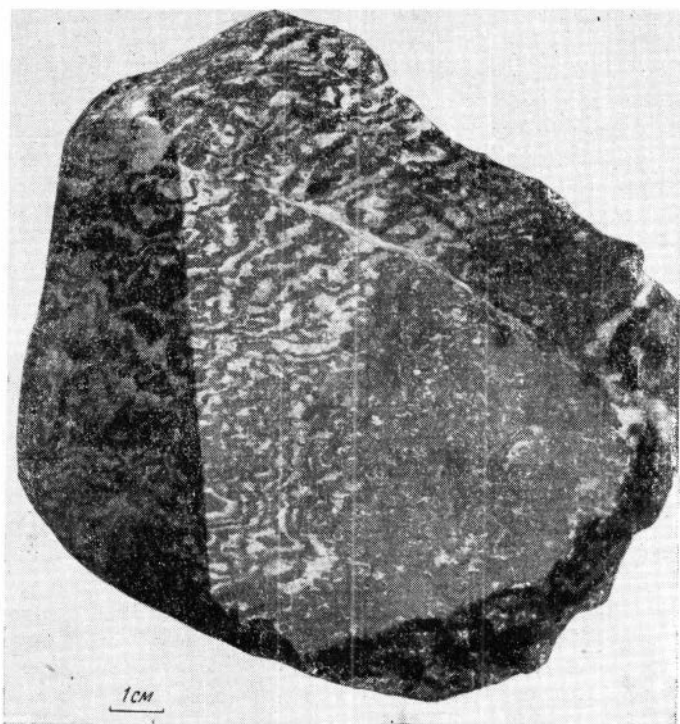


Рис. 86. Ритмически-полосчатая текстура кальцит-магнетитовой руды. Полированный штуф, Шерегешевское месторождение

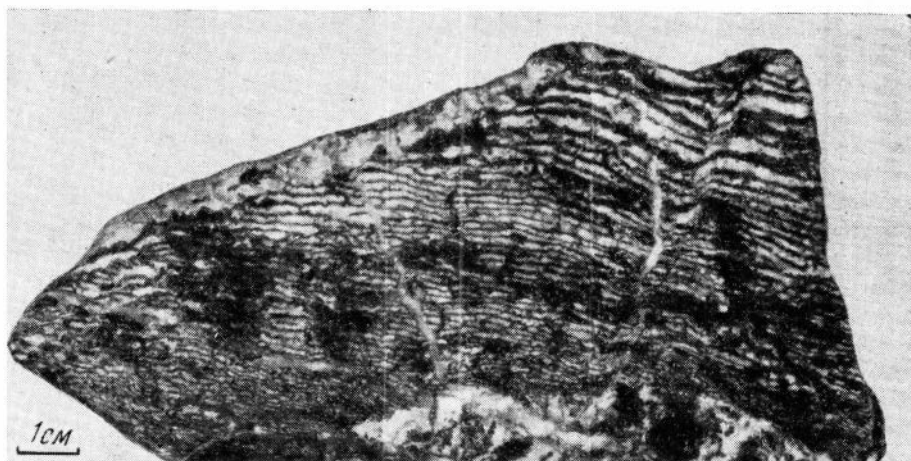


Рис. 87. Ритмически-полосчатая текстура кальцит-магнетитовой руды. Штуф, Тейское месторождение

сходные по своему рисунку ритмически-полосчатые руды могут образоваться при различных геологических (и физико-химических) условиях. Поэтому в каждом конкретном случае требуется расшифровка механизма образования ритмически-полосчатых текстур.

Ритмически-полосчатые кальцит-магнетитовые руды рассматриваемых месторождений, несомненно, представляют собой метасоматические образования, сформировавшиеся в условиях воздействия рудоносных растворов на явно кристаллические карбонатные породы (мраморы, доломиты и т. п.). В связи с этим их образование не может быть объяснено ритмическими реакциями, связанными с диффузионными явлениями в гелях, как это, например, принимается Линдгреном (1915) и другими авторами для полосчатых текстур кварц-сульфидных руд месторождения Тентик в штате Юта (США).

В последнее время в формировании бурундучных, рябчиковых и т. п. текстур большая роль отводится первичной слоистости или сланцеватости замещаемых пород, т. е. полосчатость считается унаследованной. Такого мнения в отношении бурундучных текстур кальцит-магнетитовых руд горношорских месторождений придерживался С. С. Лапин (1954). Однако это заключение справедливо только отчасти, так как типичные бурундучные текстуры часто образуются при замещении массивных, макроскопически однородных известняков. Примером могут служить бурундучные кальцит-магнетитовые руды Таштагола, Шерегеша (Второй Рудный участок), Абакана и других месторождений, где они приурочены к местам выклинивания рудных тел в массивных известняках (мраморах) или к области развития останцов известняков. Образование таких текстур следует связывать с процессами диффузионного отложения в твердых (не гелевых) средах. Ранее к аналогичному выводу о происхождении бурундучных текстур в скарново-рудных образованиях Урала пришел Л. Н. Овчинников (1960).

Вместе с тем ни в коей мере мы не умаляем значения унаследованных полосчатых текстур. В таких месторождениях, как Белорецкое и Кочуриновское, породы, вмещающие оруденение, представляют собой слоистую толщу литологически неоднородного состава. При этом наиболее метасоматически преобразованными (скарнированными и оруденелыми) оказались те части геологического разреза толщи, которые представлены пачками относительно тонкого переслаивания карбонатных пород (известняков) с прослоями алюмосиликатного состава. Избирательное замещение карбонатсодержащих прослоев и обусловило как пластообразную форму, так и образование полосчатости в самих рудах. При неполном замещении кальцита в карбонатных прослоях и здесь образуется текстурный узор, аналогичный бурундучным текстурам магнетитовых руд по массивным известнякам. Интересно отметить, что в таких случаях расположение полосок кальцита обычно не совпадает со слоистостью вмещающих пород, а иногда и перпендикулярно к ней. Это обстоятельство служит дополнительным подтверждением того, что к образованию бурундучных, рябчиковых и т. п. ритмически-полосчатых текстур в кальцит-магнетитовых рудах первичная слоистость прямого отношения не имеет.

Интересные детали замещения кальцита магнетитом выявлены на Абагасском месторождении. Здесь наряду с неравномерно-вкрапленным, фронтальным и концентрическим распределением полосок магнетита на передовом фронте замещения мрамора наблюдаются биминеральные кальцит-магнетитовые образования, напоминающие по своей форме срезов и отчасти внутреннему строению листа растений. Некоторые из типичных фрагментов таких образований приведены на рис. 88 и 89. Их происхождение связано с движением рудоносных растворов по капиллярным трещинкам с одновременной диффузией в стороны от них.

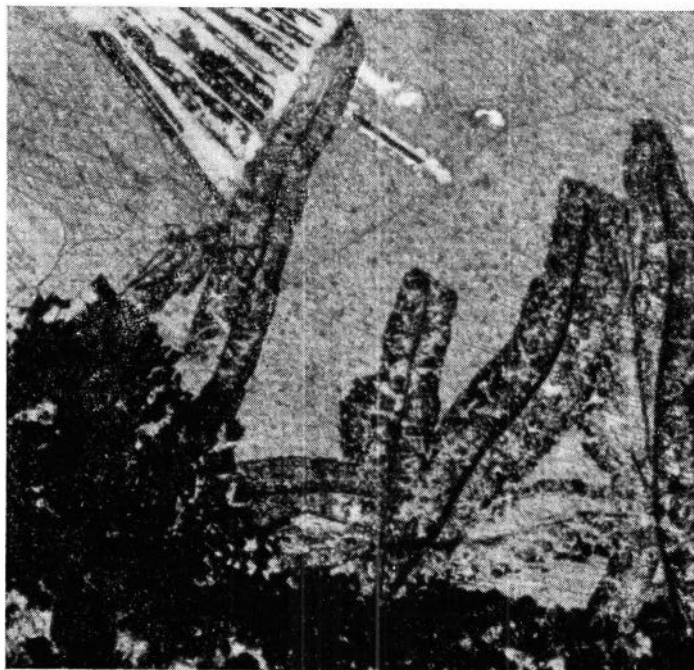


Рис. 88. Листоподобные агрегаты магнетита (темное), образовавшиеся на передовом фронте замещения карбонатной массы (светлое). Прозрачный шлиф, ник. параллельны, увел. 45, Абагасское месторождение

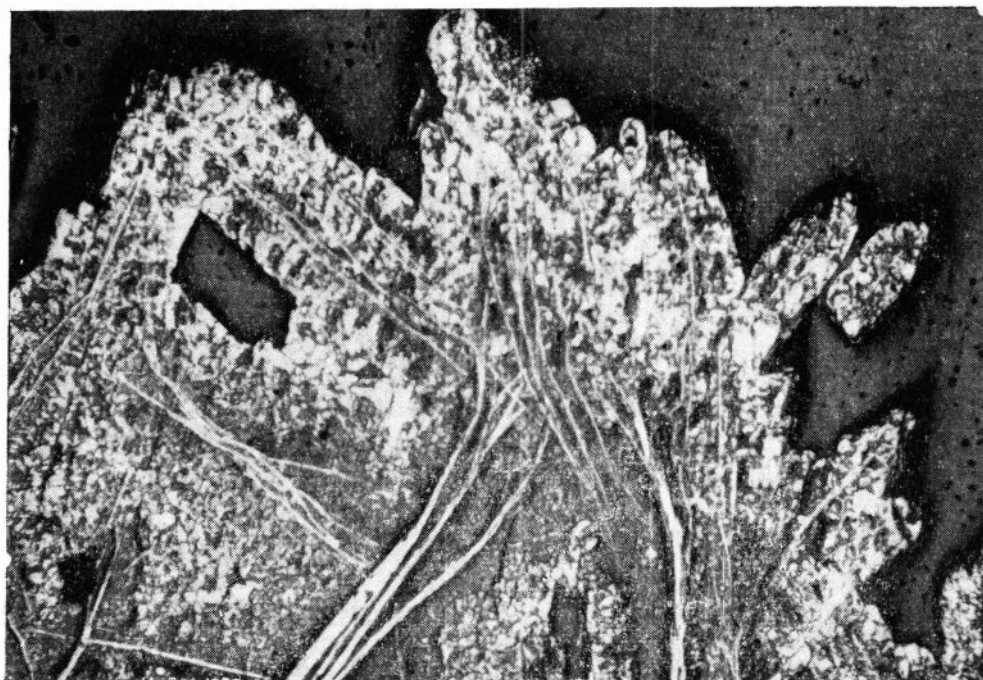


Рис. 89. Передовой фронт замещения карбоната (серое) магнетитом (белое). Полированный шлиф, увел. 45, Абагасское месторождение

Диффундирующие от серии трещинок навстречу друг другу растворы нередко сливаются воедино, образуя сложные кружевные узоры. Кроме того, при встрече двух фронтов, видимо, в результате повышения концентрации ионов железа происходит осаждение магнетита. В результате всего этого образуются сложные кружевные узоры.

При рассмотрении приведенных рисунков бросаются в глаза следующие два обстоятельства: нет прямой зависимости в пространственном расположении описываемых агрегатов от трещин спайности или граничных поверхностей зерен кальцита; распределение магнетита неравномерное, максимальная концентрация его наблюдается в бывшей трещинке (с образованием центрального стерженька) и по периферии этих агрегатов, отмечаются резкие контакты с вмещающей карбонатной массой. Сбрасывание рудного вещества из растворов связано с прекращением их продвижения во вмещающие породы или с изменением физико-химических условий, главным из которых является окислительно-восстановительный потенциал.

Исходя из рассмотренного выше механизма замещения карбонатных пород магнетитом, можно объяснить такие важные в научном и практическом отношении факты, как наличие тупых окончаний магнетитовых тел при их выклинивании среди известняков или ступенеобразные переходы в содержании железа в рудах. Последнее обстоятельство подмечено С. С. Лапиным (1958) при построении по данным химических анализов качественных планов по Темиртаускому и Таштагольскому месторождениям.

Есть основания считать, что процесс поступления рудоносных растворов был пульсирующим. Пульсации вызывают волны просачивания или диффузии рудоносных растворов от исходных зон метасоматической диффузии (рудоподводящих каналов). Естественно, что вблизи таких зон в результате многократного осаждения магнетита в связи с повторяющимися диффузионными процессами в конечном счете образуются массивные магнетитовые руды. По мере приближения к контактам рудных тел число наложений уменьшается; соответственно падает и плотность железооруднения¹. Исходя из приведенной схемы отложения магнетита при пульсирующих диффузионных процессах, можно получить логическое объяснение таких фактов, как скачкообразные изменения в содержании магнетита в рудных залежах, наличие «тупых» окончаний рудных тел, особенно при их выклинивании в массивных известняках.

Следует заметить, что замещение идет с увеличением объема за счет растворения карбоната и выноса его в виде CO_2 , CaCl_2 или иных растворимых соединений. В связи с этим даже массовое отложение магнетита не сопровождается закупоркой пор и, таким образом, не препятствует просачиванию следующих порций растворов от главных рудоподводящих каналов в стороны к вмещающим породам.

Ритмически-полосчатые текстуры образуются и при замещении магнетитом алюмосиликатных пород. Примером этого могут служить некоторые разности полосчатых руд Таятского месторождения, образовавшиеся по интенсивно скаполитизированным габбровым породам (рис. 90). Правда, в этом случае для ритмического отложения магнетита условия менее благоприятны, и такие случаи встречаются редко.

В связи с этим рудным телам, сформировавшимся по алюмосиликатным породам, свойствен не ступенеобразный, а, скорее, постепенный или плавный характер изменения плотности железооруднения. Подтверждением этого положения может служить железооруднение Анзасского месторождения, в главных рудных телах которого, по данным Ш. Д. Кур-

¹ Под плотностью железооруднения понимается «количество рудного железа, приходящееся на единицу площади рудного тела» (Лапин, 1958).



Рис. 90. Полосчатая скаполит-магнетитовая руда по габбро. Целый шлиф, увел. 6, Таятское месторождение

церайте, М. М. Макеева и В. П. Курганькова (1961), максимальная концентрация магнетита приходится на центральные части, снижаясь к их флангам. Кривые, отражающие изменение содержаний железа, по данным этих авторов, имеют плавный характер, нарушаясь лишь там, где рудные тела тектонически нарушены.

На рис. 91 изображен штуп ритмически-полосчатой гематит-актинолитовой породы (Абагасское месторождение) с концентрическим распределением полосок. Образование такой текстуры также связано с диффузионным отложением окислов железа в полнокристаллической актинолитовой породе. Более позднее отложение гематита, по сравнению с актинолитом, отчетливо устанавливается под микроскопом по типичным коррозионным структурам замещения.

Образование ритмически-полосчатых текстур не только по карбонатным, но и различным алюмосиликатным породам говорит о значительной роли диффузионных процессов при формировании контактово-метасоматических месторождений железа.

Ритмически-полосчатые текстуры свойственны и сульфидно-магнетитовым разновидностям руд. Руды такой текстуры распространены на Втором Рудном участке Шерегешевского месторождения, где они ассоциируют с бурундучными кальцит-магнетитовыми рудами, имея с ними все взаимопереходы. Наблюдения показывают, что сульфидные минералы (пирит и халькопирит) неизменно концентрируются в пределах кальцитовых полосок, что свидетельствует об избирательном замещении или осаждении в последних при наложении на кальцит-магнетитовые руды сульфидной минерализации.

Среди сульфидно-магнетитовых руд Шалымского месторождения описаны полосчатые текстуры более сложного строения (Вахрушев,

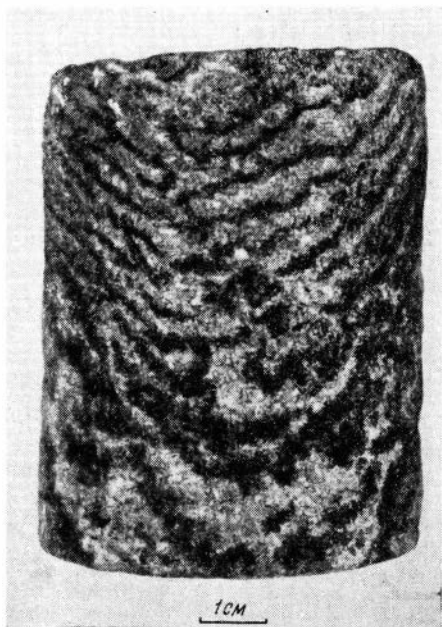


Рис. 91. Гематит-актинолитовая порода ритмически-полосчатой текстуры. Штуф керна, Абагасское месторождение

1959₂). Они характеризуются, как это видно из рис. 92, чередованием полосок различного минерального состава и строения. Одни полоски состоят преимущественно из одного пирита или магнетита, другие — из магнетита и пирита. В последнем случае магнетит (точнее мушкетовит) имеет резко выраженный пластинчатый облик и образует совместно с пиритом сложные пластинчато-веерообразные агрегаты. Мушкетовитизация гематита связана с наложением сульфидной минерализации. При этом пирит развивается между кристаллами мушкетовита, частично корродируя их и образуя тонкие секущие жилки. В зернистом агрегате магнетита пластинчатых выделений пирит не образует. Описываемые здесь ритмически-полосчатые руды пространственно ясно приурочены к линейно-вытянутым зонам дорудных тектонических нарушений, наиболее ярко представленных на южной стенке карьера № 2.

Примеры наблюдавшихся нами в месторождениях Алтае-Саянской области ритмически-полосчатых текстур, связанных своим происхождением с процессами диффузионного отложения, сведены в табл. 29.

Т а б л и ц а 29

Минеральный состав пород, обладающих ритмически-полосчатыми текстурами

Минералы	Месторождения
Гранат + кальцит	Белорецкое
Гранат + пироксен	Белорецкое, Инское, Ирбинское
Магнетит + кальцит	Шерегешевское, Таштагольское, Абаканское, Белорецкое и другие
Магнетит + скаполит	Таятское
Пирит + магнетит	Шальмское, Шерегешевское, Таятское
Халькопирит + магнетит	Шерегешевское
Халькопирит + пирит	Тейское
Гематит + актинолит	Абагасское
Гематит + кальцит	Абагасское

Любопытные структуры возникают при так называемом центробежном и зональном замещении. Избирательное замещение внутренних частей кристаллов часто наблюдается у магнетита. На рис. 93, где изображено замещение кристаллов магнетита карбонатом и пеннином, отчетливо видно, что от отдельных выделений магнетита остались лишь

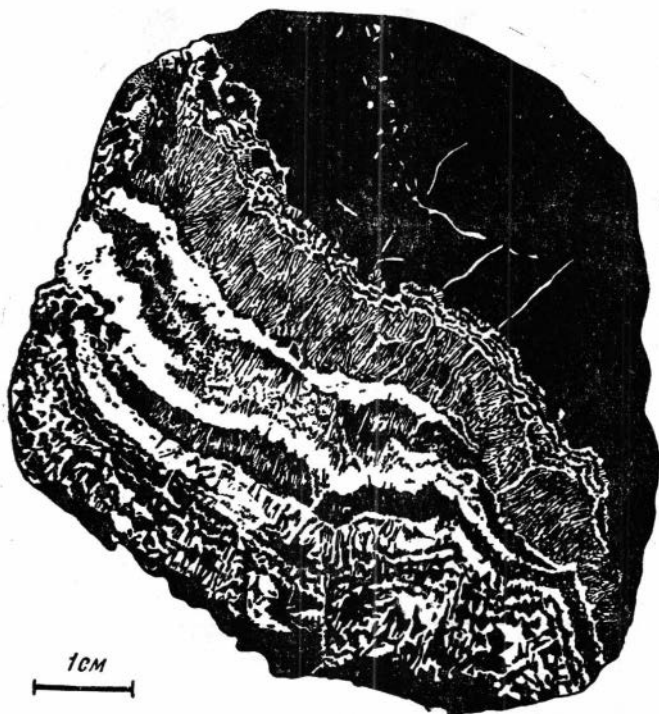


Рис. 92. Ритмически-полосчатая текстура сульфидно-магнетитовой руды. Черное — магнетит, светлое — пирит. Шалымское месторождение

наружные оболочки. Иногда замещение магнетита происходит по зонам. При таком замещении часто углы зон притупляются вследствие более интенсивного растворения ребер, и зерна приобретают формы, напоминающие колломорфные образования. На это обстоятельство уже обращал внимание ранее Л. Н. Овчинников (1960).

Избирательное зональное и центробежное замещение характерно для гранатов практически всех скарновых месторождений. Оно свойственно и другим минералам. Наблюдается сохранение внешних оболочек при замещении пирита халькопиритом. Нами уже ранее отмечалось избирательное замещение кварцем, кальцитом и сульфидными минералами центральных частей волокон хризотила Шалымского месторождения (Вахрушев, 1959₂). На Тейском месторождении встречается замещение пластинчатых выделений флогопита серпентином с сохранением внешних контуров замещаемого минерала. Случай несколько необычен, так как подобные формы замещения, как известно, чаще всего отмечаются у кристаллов, обладающих плотнейшей упаковкой ионов (магнетит, пирит). В приведенных примерах сталкиваемся с повышенной устойчивостью граней кристаллов по отношению к химическому воздействию, что уже отмечалось ранее многими авторами.

Зональное замещение обусловлено физической неоднородностью отдельных зон или различиями в их химическом составе. Физическая неоднородность (плотность) реальных кристаллов магнетита подтверждена экспериментальными исследованиями Л. Н. Овчинникова и А. С. Шура (1952). Резкие различия в химическом составе отдельных зон минералов очень характерны для гранатов. Так, в четырех зональных гранатах андрадит-гроссулярового ряда Ирбинского месторождения состав зон в одном и том же кристалле изменяется от чистого андрадита (в ядре) до граната с содержанием 50% гроссулярового компонента (Вахрушев и Соболев, 1962).

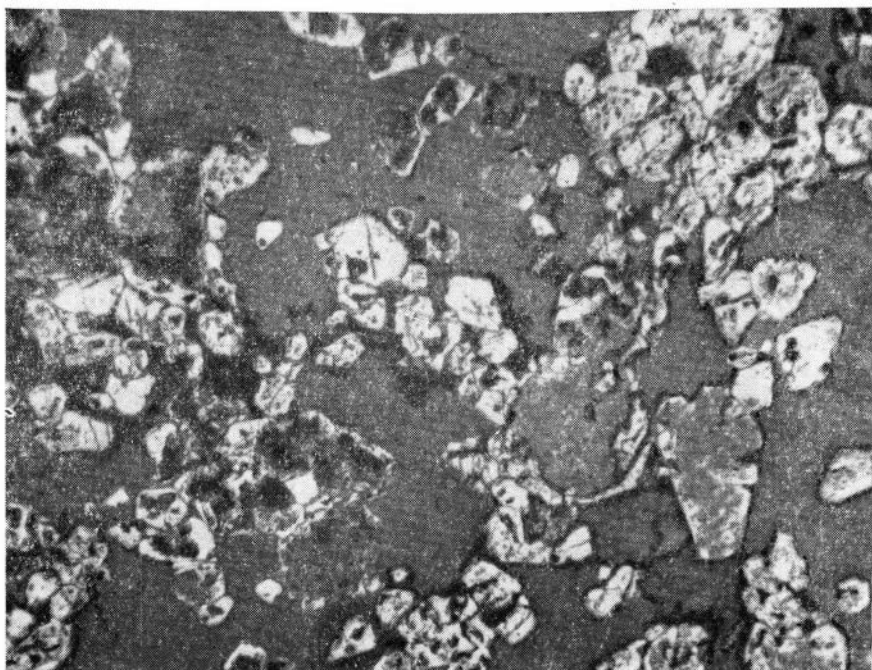


Рис. 93. Избирательное замещение внутренних частей кристаллов магнетита (светлое) серпентином и карбонатом (темное). Полированный шлиф, увел. 80, Тейское месторождение

Следует сделать несколько замечаний по поводу так называемых колломорфных серпентин-магнетитовых руд Тейского месторождения (Кузнецкий Алатау), которые макроскопически характеризуются брекчиевидно-скорлуповатым сложением (рис. 94 и 95). Под микроскопом в этих разностях руд обычно выявляются разнообразные и непостоянные по составу и особенно по строению кружевные узоры, внешне напоминающие в некоторых случаях концентрически-зональные образования типа колломорфных текстур. В отдельных участках концентрически-зональное строение свойственно и мономинеральным агрегатам магнетита.

По нашим наблюдениям, разнообразие текстурных рисунков этих руд можно удовлетворительно объяснить, не прибегая к гипотезе коллоидного происхождения, т. е. образования их в результате раскристаллизации гелей, как это допускал в свое время И. В. Дербинов (1935).

Как уже отмечалось выше, распределение полосок при диффузионном отложении магнетита может быть не только фронтальным, но и концентрическим. Последний случай, по-видимому, имеет место на Тейском месторождении. В результате интенсивного воздействия последующих гидротермальных процессов шло замещение серпентином как полосок доломита или скарных минералов, так и магнетита. Особенно интенсивному замещению подвергаются агрегаты зонального магнетита (рис. 96). На их месте часто остаются лишь редкие реликты зерен зонального магнетита, кое-где сохранившиеся среди серпентиновой массы (рис. 97). О более позднем отложении серпентина свидетельствуют также выделения его самостоятельно или в ассоциации с гидротермальным карбонатом по сети трещинок в кристаллах магнетита (рис. 98). Выше уже упоминалось о центробежном замещении кристаллов магнетита этого месторождения серпентином. Все три вида замещений — зональное, центробежное и по сети секущих трещинок — одновременно наблюдают-

ся в пределах одного штуфа и даже шлифа. Отмеченные взаимоотношения не допускают одновременного отложения магнетита и серпентина, в том числе и образования их в результате раскристаллизации геля. Кроме того, серпентин, исключая поздние его генерации, обычно представляет серпофитом, в широких масштабах псевдоморфно замещает минералы скарновой стадии минерализации — форстерит, диопсид, хондрит, а также флогопит. По данным П. В. Комарова (1961), основная масса серпентинов Тейского месторождения образовалась именно этим способом.

В целом образование колломорфноподобных текстур в серпентин-магнетитовых рудах Тейского месторождения обусловлено сочетанием ряда факторов: концентрически-зональным осаждением магнетита при диффузионных процессах; явлениями зонального замещения магнетита серпентином и другими вторичными минералами; сложной историей отложения самого магнетита. Кроме того, имеет место частичное переотложение или перекристаллизация магнетита при интенсивном наложении процессов серпентинизации. Результатом этого является образование друзовидных агрегатов магнетита вокруг обломков серпентин-магнетитового состава в брекчиевых разностях руд (рис. 99).

Естественно, что процессы растворения магнетита наиболее полно проявлены в периферических зонах обломков. Как видно из рис. 100, в периферической зоне (внешняя сторона которой окружена оторочкой идиоморфных кристаллов магнетита) сохранились лишь редкие мелкие зерна магнетита, в то время как в центральных частях обломков, особенно крупных, содержание магнетита относительно высокое. Явлениями перекристаллизации обусловлено, по-видимому, образование цепочковидных и друзовидных агрегатов идиоморфных кристаллов магнетита, располагающихся непосредственно среди серпентиновой массы цемента. Внутренние полости таких агрегатов выполнены серпофитом и хлоритом (рис. 101).

В серпентин-магнетитовых рудах Тейского месторождения наблюдаются и такие явления, как обрастание одной зоной позднего магнетита нескольких зерен раннего магнетита, обуславливающее тем самым

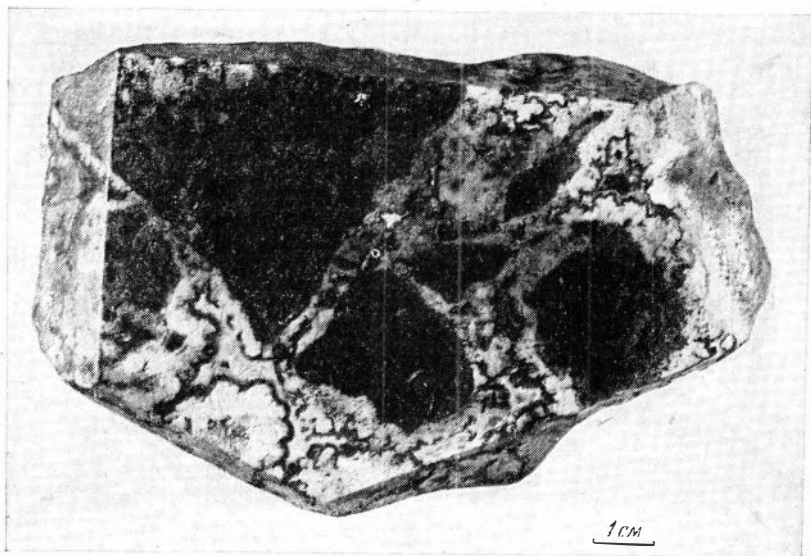


Рис. 94. Серпентин-магнетитовая руда брекчиевидной текстуры. Черное — магнетит, светлое — серпентин. Полированный штуф, Тейское месторождение

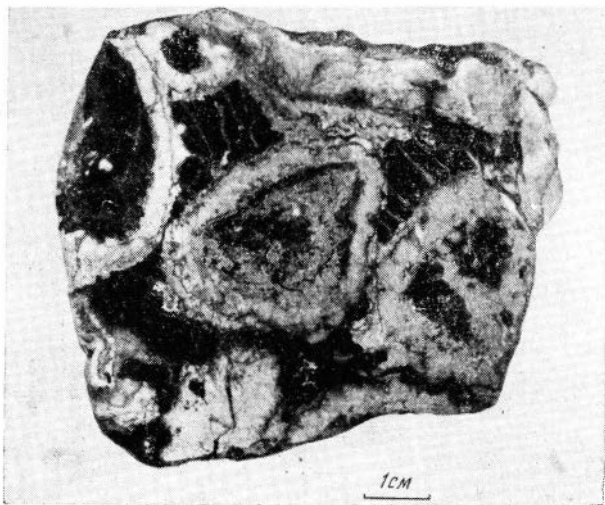


Рис. 95. Серпентин-магнетитовая руда брекчиевиднo-скорлуповатого сложения. Черное — магнетит, светлое — преимущественно серпентин. Полированный штупф, Тейское месторождение

прихотливые очертания агрегатов, в какой-то мере напоминающие узор метакolloидных текстур.

Образование же при процессах замещения особо крупных кристаллов — обычное явление в скарново-магнетитовых месторождениях Алтае-Саянской области. Таковы друзовые полости в магнетитовых рудах и сливных скарнах, ограниченные в первом случае кристаллами магнетита, во втором — граната.

По Д. С. Коржинскому (1955), чаще всего рост особо крупных кристаллов при метасоматозе происходит в условиях растворения и выноса компонентов. Исходя из этого, можно логически объяснить тот факт, что замещение обычно сопровождается укрупнением зерен замещаемого минерала.

Другой пример такого укрупнения зерен на фронте замещения приведен на рис. 102, где среди магнетитовой руды наблюдаются реликтовые участки относительно мелкозернистых пироксеновых скарнов, окруженные со всех сторон венцом крупных кристаллов того же самого пироксена. Мелкие зерна пироксена обладают повышенной растворимостью, и в определенные моменты метасоматического замещения могут создаться такие условия, при которых поровый раствор, недосыщенный в отношении более мелких кристаллов, будет пересыщенным в отношении зерен средней величины. Благодаря этому в описываемом случае крупные зерна пироксена разрастаются за счет одновременного растворения наиболее мелких его зерен.

Несколько необычный текстурный рисунок, генетически связанный также с процессами замещения, встречен нами среди руд Шалыма, располагающихся непосредственно в приконтактовой зоне с околоскарновыми диопсид-плагноклазовыми породами. На общем черном фоне тонкозернистой основной массы, как это видно из приведенной фотографии (рис. 103), отчетливо видны зеленовато-серые выделения порфиroidного облика, состоящие из тонкозернистого агрегата актинолита, хлорита и кальцита. Образование магнетитовых руд с такой текстурой обусловлено либо избирательным замещением граната магнетитом в пироксен-гранатовых скарнах с последующим преобразованием кристаллов

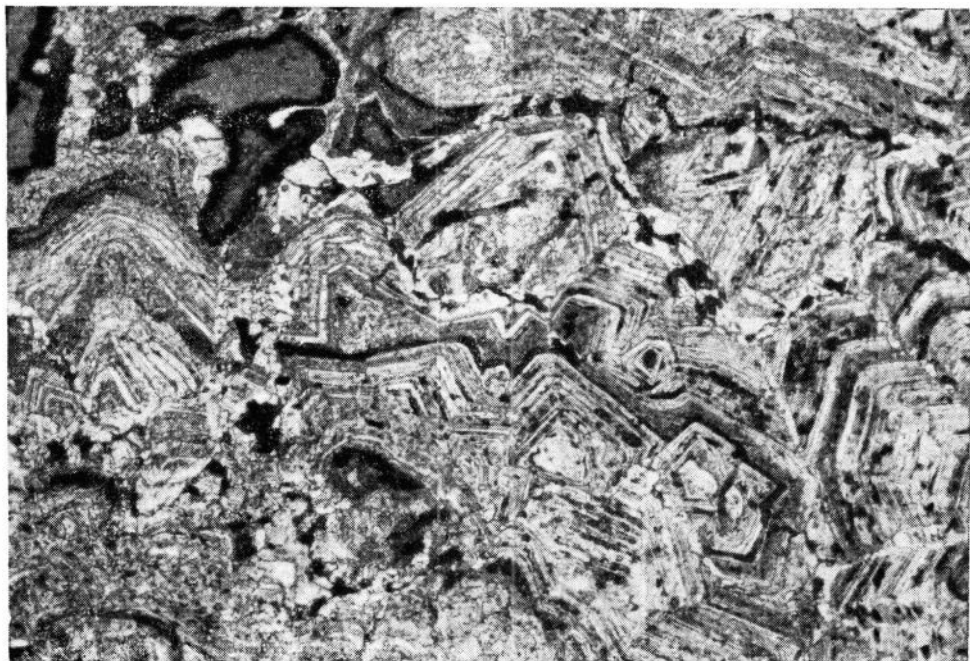


Рис. 96. Агрегаты зонального магнетита. Протравлено в парах соляной кислоты. Полированный шлиф, увел. 120, Тейское месторождение



Рис. 97. Реликты зерен зонального магнетита (белое) среди серпентиновой массы (черное). Полированный шлиф, увел. 300, Тейское месторождение

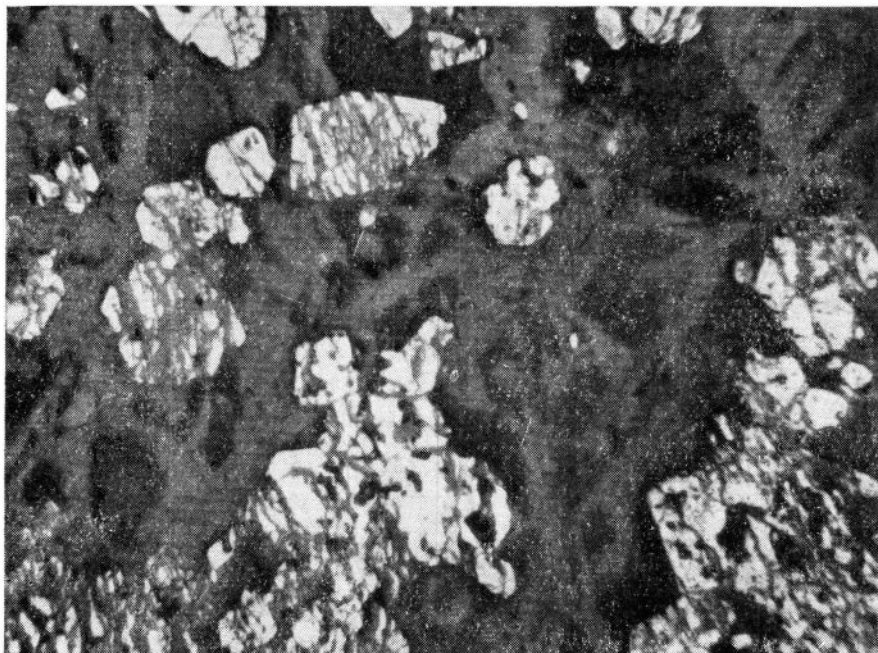


Рис. 98. Замещение кристаллов магнетита (белое) серпентином (черное) по сети секущих трещинок. Полированный шлиф, увел. 80, Тейское месторождение

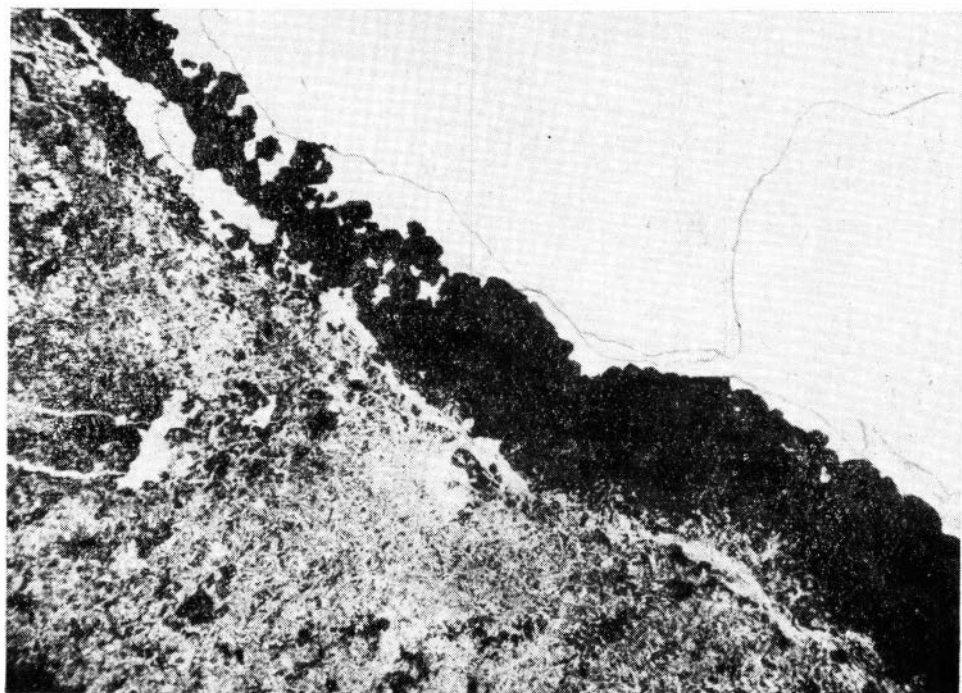


Рис. 99. Кайма магнетита (черное) по периферии обломка серпентин-магнетитовой руды. Светлое — серпентин. Прозрачный шлиф, ник. параллельны, увел. 18, Тейское месторождение



Рис. 100. «Осветление» обломков магнетитовой руды в краевых частях с образованием кайм переотложенного магнетита. В центре мелких обломков остались лишь редкие скопления зерен магнетита (черное). Светлое — серпентин. Прозрачный шлиф, ник. параллельны, увел. 20, Тейское месторождение

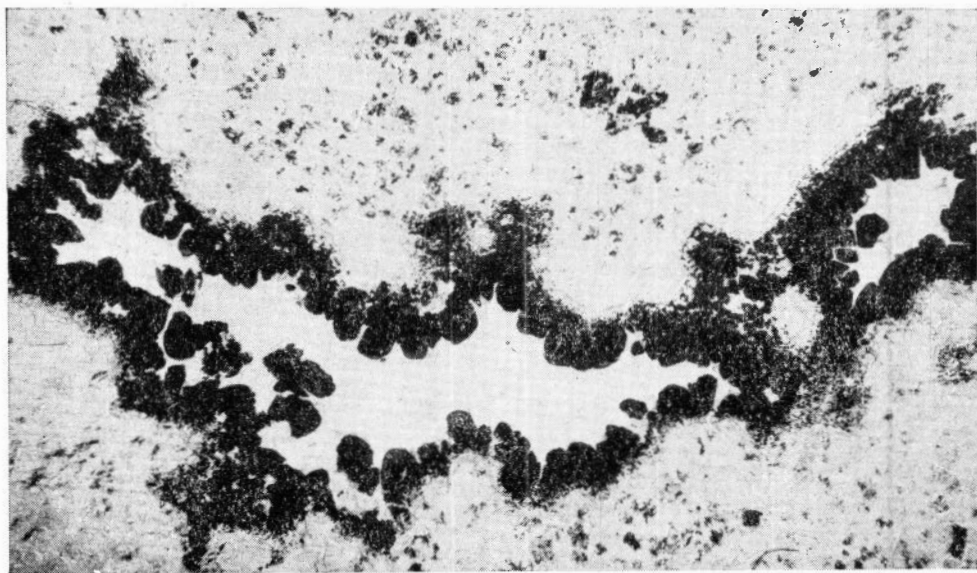


Рис. 101. Друзы мелких идиоморфных кристаллов магнетита (черное) среди серпентиновой массы. Внутренняя полость выполнена серпофитом и хлоритом. Прозрачный шлиф, ник. параллельны, увел. 18, Тейское месторождение

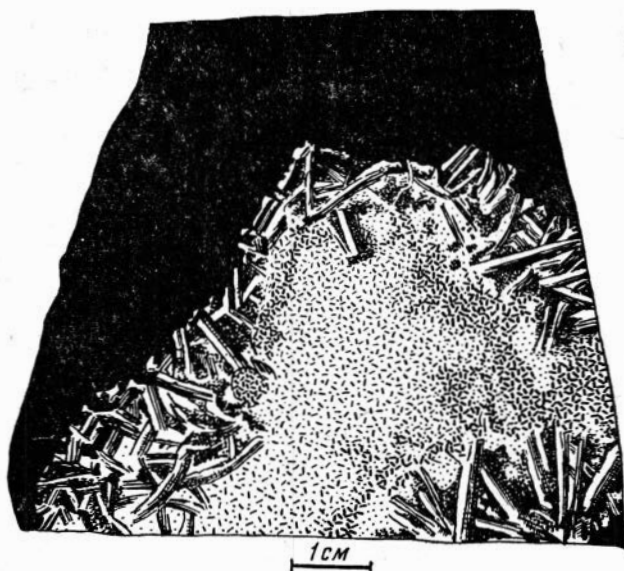


Рис. 102. Укрупнение кристалла пироксена на фронте замещения пироксенового скарна магнетитом (черное).
Полированный штуф, Шалымское месторождение

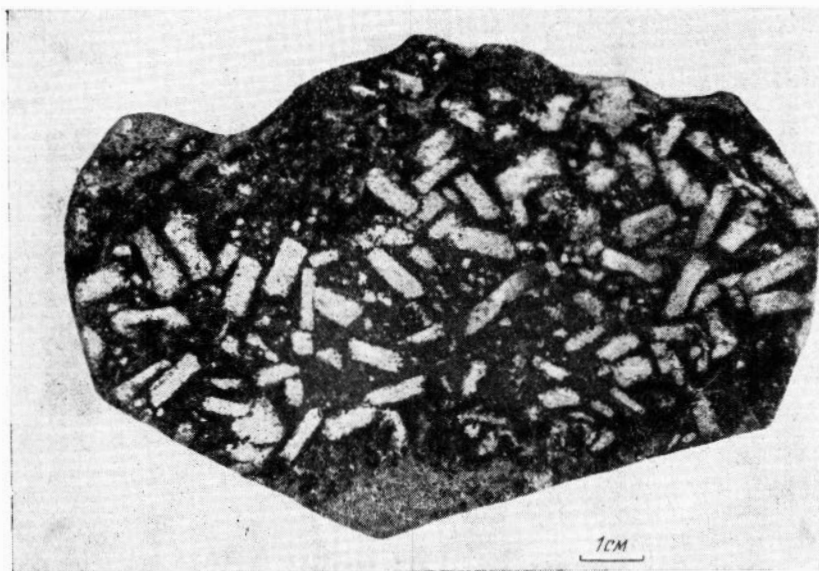


Рис. 103. Пятнистая текстура магнетитовой руды типа «оспенных» руд горы Благодать. Светлые пластинчатые выделения состоят из вторичных минералов — хлорита, актинолита и кальцита. Полированный штуф, Шалымское месторождение

пироксена в агрегат вторичных минералов, либо унаследованной структурой сиенит-порфиров, вкрапленники полевых шпатов которых оказались более устойчивыми к замещению магнетитом, чем основная мелкозернистая масса. Последнее предположение нам представляется более правдоподобным. Если это так, то описываемая разновидность магнетитовых руд морфологически и генетически может рассматриваться в качестве аналога «оспенных» руд горы Благодать, с той лишь разницей, что в нашем случае вкрапленники полевых шпатов поздними гидротермальными процессами нацело преобразованы в агрегат вторичных минералов. Пятнистые текстуры магнетитовых руд типа «оспенных» среди железорудных месторождений Алтае-Саянской области нами отмечаются впервые.

Выше на примере отдельных месторождений Алтае-Саянской железорудной провинции рассмотрены лишь некоторые типы текстур и структур руд и околорудных измененных пород. Однако уже из проведенного краткого анализа механизма формирования последних может быть сделан ряд выводов, имеющих не только минералогический, но в некоторых случаях и определенный практический интерес. Прежде всего из рассмотрения текстурно-структурных особенностей скарново-рудных образований мы приходим к признанию значительной роли диффузионных процессов при формировании контактово-метасоматических месторождений железа. В частности, образование ритмически-полосчатых текстур, широко распространенных в скарново-рудных образованиях, во многих случаях определенно связано с процессами диффузионного отложения вещества в твердых средах.

Исходя из принятой схемы отложения магнетита при пульсирующих диффузионных процессах, можно получить логическое объяснение ряда таких важных в практическом отношении фактов, как наличие тупых окончаний рудных тел при их выклинивании в массивных известняках, закономерные изменения в содержании магнетита в рудных залежах — ступенеобразные при образовании железных руд по известнякам или другим карбонатным породам и относительно плавные при замещении магнетитом алюмосиликатных пород.

Генезис так называемых колломорфных серпентин-магнетитовых руд Тейского месторождения может быть объяснен без привлечения гипотезы образования их из коллоидных растворов.

ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ, ИХ ГЕНЕТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ В ЖЕЛЕЗНЫХ РУДАХ

Контактово-метасоматические месторождения вообще и железорудные месторождения этого генетического типа Алтае-Саянской области, в частности, характеризуются разнообразным комплексом элементов-примесей. Изучение закономерностей распределения последних в рудах и рудовмещающих породах представляет большой интерес при решении ряда общегеологических вопросов, как, например, при выяснении сложной истории формирования того или иного месторождения, при установлении генетических связей оруденения с теми или иными комплексами изверженных горных пород, выявлении зональности в минералообразовании и т. п.

Многие из редких и рассеянных элементов руд представляют собой полезные или вредные примеси. В связи с этим изучение таких элементов-примесей необходимо для успешного решения многих задач чисто прикладного значения, как, например, при оценке месторождений или железорудных районов для целей комплексного использования руд, при выборе рациональных методов их опробования, схем переработки и т. п.

Формы проявления элементов-примесей в рудах различны. Одни из них образуют изоморфную примесь в основных рудообразующих минералах, другие входят в состав второстепенных или редких в количественном отношении минералов. Не все они носят рассеянный характер. Часть из них в отдельных месторождениях образует повышенные концентрации в виде самостоятельных минералов, приобретая значение уже не примесей, а второстепенных компонентов руд. К ним могут быть отнесены цинк, медь.

Настоящая глава посвящена выяснению особенностей поведения и пространственного распределения главных элементов-примесей в рудах контактово-метасоматических железорудных месторождений. Основой для нее послужили результаты химических анализов большого числа проб рудообразующих минералов, ибо совершенно ясно, что характер распределения и формы нахождения элементов-примесей в рудах или околорудных породах наиболее полно могут быть выявлены только при анализе мономинеральных проб. Кроме того, ввиду низких и чрезвычайно низких содержаний отдельные элементы в исходных рудах по анализам обычных рядовых или групповых проб определяются с большой погрешностью или вовсе не устанавливаются.

Систематическое изучение элементов-примесей в магнетите — главным рудообразующем минерале — предпринято нами впервые. Первые результаты этих исследований были опубликованы ранее (Вахрушев,

1959_{1,2}, 1960, 1962, 1963, 1964). Для большинства месторождений впервые изучено распределение элементов-примесей во многих других важнейших минералах, рудных и нерудных.

Кроме наших многочисленных, преимущественно количественных химических определений элементов-примесей в рудах, в работе использованы также химические анализы минералов других авторов, в частности, данные по содержанию кобальта и никеля в пирите и пирротине месторождений Кондомской, Краснокаменской групп, Темир-Тауском и Анзаском.

Результаты анализов были подвергнуты обработке некоторыми методами математической статистики. Широко применялось построение гистограмм, для ряда пар элементов вычислены коэффициенты корреляции. Для оценки степеней равномерности распределения примесей в рудах рассчитаны коэффициенты равномерности распределения (ρ_r). Данная величина представляет собой отношение среднего содержания элемента к среднему содержанию его в так называемых богатых пробах, причем ρ_r стремится в пределе к 0 при крайне неравномерном распределении и к 1 — при весьма равномерном (Степанов, 1941; Могаровский, 1962).

ХАРАКТЕРИСТИКА РАСПРОСТРАНЕНИЯ И ПОВЕДЕНИЯ ОТДЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Кобальт

Кобальт — один из интереснейших элементов-примесей контактово-метасоматических железорудных месторождений. Преобладающая масса кобальта в рассматриваемых месторождениях связана с пиритом. Поэтому раскрытие особенностей поведения кобальта в пирите представляет особый интерес. В нашем распоряжении имеется 486 анализов на кобальт в мономинеральных пробах пирита. Определение кобальта проводилось колориметрическим методом с помощью нитро-фосфорной соли. График распределения кобальта в пиритах месторождений в целом по области, по этим данным, изображен на рис. 104; графики распределения кобальта в пиритах отдельных месторождений или групп представлены на рис. 105—111. На всех этих графиках содержания кобальта сгруппированы в классы с одинаковым отклонением. Цифры содержаний кобальта, отвечающие классам, на всех графиках и в тексте приведены в условных единицах.

Приведенные данные показывают, что, во-первых, пириты всех месторождений обычно в том или ином количестве содержат кобальт, во-вторых, распределение последнего в пиритах неравномерно ($\rho_r = 0,42$). Вместе с тем в распределении содержаний кобальта в пиритах как в целом по области, так и в отдельных месторождениях или группах выявляются вполне определенные закономерности, которые сводятся к следующему.

Минимальные содержания кобальта свойственны пиритам тех месторождений, которые ассоциируют с интрузивами гранитоидов. Примером этого служат месторождения Темир-Тау и Самсон. График распре-

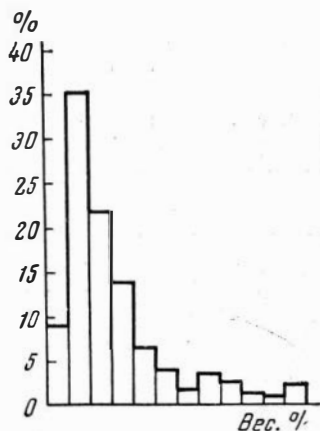


Рис. 104. График распределения кобальта в пирите. Месторождения Алтае-Саянской области

деления кобальта в пирирах Темир-Тау, по данным 92 анализов, изображен на рис. 105. Подавляющее большинство анализов (около 75%) укладывается в один, второй по порядку, модальный класс при незначительном числе цифр, уклоняющихся в сторону повышенных содержаний. Естественно, что среднее содержание кобальта в пирирах месторождения Темир-Тау находится внутри этого класса. Среднее содержание кобальта в пирирах месторождения Самсон оказалось равным таковому в пирирах Темир-тауского месторождения.

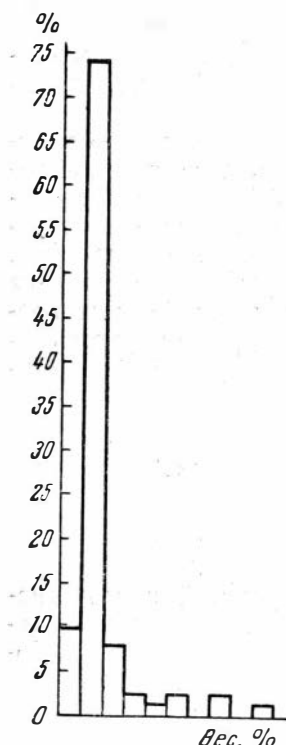


Рис. 105. График распределения кобальта в пирирах. Месторождение Темир-Тау

Заметим, что распределение кобальта в пирирах Темир-Тау и других, наиболее полно охарактеризованных цифровыми данными, месторождений (Кочуринское, Тейская группа и другие) относится к нормальному ряду. В связи с этим совпадение цифр средних содержаний кобальта с модальными классами свойственно не только для пириров Темир-Тау, но и для многих других месторождений.

С повышением основности и щелочности пород магматических комплексов одновременно повышаются и средние содержания кобальта в пирирах месторождений, которые ассоциируют с этими интрузивными комплексами. К этой группе месторождений принадлежат месторождения Тейской, Ирбинской, Краснокаменской групп и другие, генетически связанные преимущественно с интрузивами субщелочного (граносиенитового) состава.

На графиках распределения кобальта в пирирах этих месторождений появляются, как это видно на рис. 106—108, два или три модальных класса, которые сдвигаются вправо, т. е. в сторону более высоких содержаний.

График, изображенный на рис. 109, отвечает пирирам Анзасского месторождения, генетически связанного уже с типичным габброидным комплексом. На нем выявляется перемещение модальных классов в сторону высоких содержаний, при полном отсутствии или крайне незначительном содержании цифр, отвечающих первым классам, которые, например, для пириров первой группы месторождений (Темир-Тау, Самсон) являются преобладающими. Среднее содержание кобальта в пирирах Анзасского месторождения в пять раз превышает таковое в пирирах месторождений Темир-Тау и Самсон и более чем в два раза — для месторождений Ирбинской, Тейской групп, Одинокое и других.

Максимальная кобальтоносность пирира месторождений, ассоциирующих с основными интрузивными породами, не является специфической особенностью только Алтае-Саянской железорудной провинции. Эта особенность характерна и для многих месторождений мира. Так, по данным Дэвиса и Бак (Davis, Buck, 1954), большую часть кобальта в США до недавнего времени извлекали из сульфидного концентрата, полученного путем флотации магнетитовых руд месторождения Корнуолл в Пенсильвании. Это месторождение расположено в непосредственном контакте основных пород, варьирующих по составу от кварц-ортоклазового габбро до диабазов, с кембрийскими известняками (Nickok, 1933). Сульфидное оруденение в нем подчинено магнетитовому, наиболее распространен пирит, в меньшей степени — халькопирит. Кобальт

практически сосредоточен в пирите, содержание которого в отдельных участках месторождения достигает 10—15%, но в среднем не превышает 1—2%. Среднее содержание кобальта в пирите — около 1%, в рудах — 0,04%.

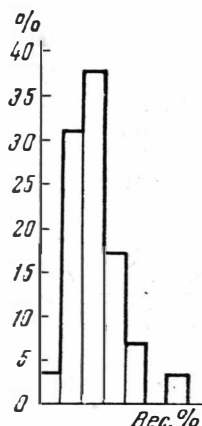


Рис. 106. График распределения кобальта в пирите. Тейская группа

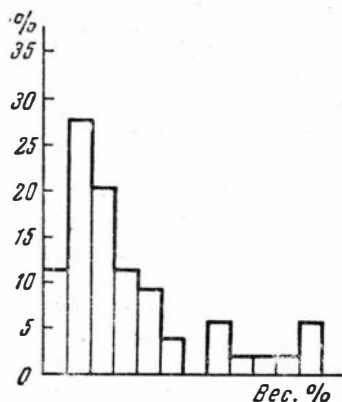


Рис. 107. График распределения кобальта в пирите. Краснокаменская группа

Вместе с тем содержание кобальта в пирите в пределах одного месторождения не остается постоянным, а изменяется в значительных пределах. Графики распределения кобальта в пиритах разных месторождений убедительно свидетельствуют об этом. И здесь выявляются вполне определенные закономерности в распределении этого элемента.

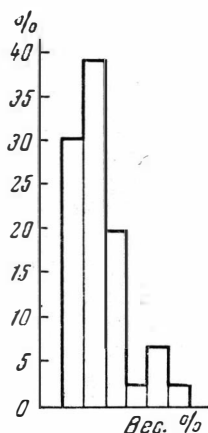


Рис. 108. График распределения кобальта в пирите. Абаканское месторождение

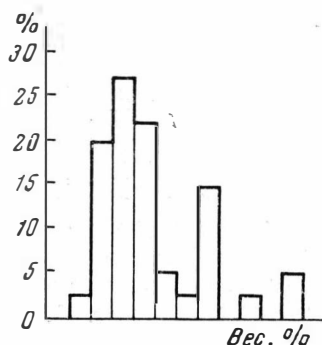


Рис. 109. График распределения кобальта в пирите. Анзасское месторождение

В месторождениях Кондомской группы, как это подмечено еще предшествующими исследователями и подтверждено нашими данными, содержание кобальта в пиритах закономерно уменьшается от ранних его генераций к более поздним. С другой стороны, пириты, которые по совокупности геологических данных принадлежат к одной генерации

в зависимости от их пространственного положения в пределах рудного поля, обычно также характеризуются неодинаковым содержанием кобальта. В частности, пириты из периферических частей месторождений (рудных тел) и особенно из вмещающих их пород, как правило, содержат кобальта меньше, чем пириты центральных участков. Эта закономерность, первоначально подмеченная на пиритах месторождений Кондомской группы, проявляется и в большинстве других месторождений.

В данном случае вступает в силу принцип дифференциальной подвижности вещества при процессах метасоматоза, установленный Д. С. Коржинским (1936, 1942). Справедливость этого принципа в отношении кобальта, никеля и других элементов-примесей в контактово-метасоматических рудах была убедительно показана Л. Н. Овчинниковым (1948^{1,2}, 1960) на примере изучения уральских скарновых месторождений железа и меди.

Имеются интересные факты по кобальтоносности пирита некоторых разностей пиритсодержащих магнетитовых руд Анзасского месторождения. В массивных магнетитовых рудах этого месторождения наряду с рассеянной вкрапленностью встречаются тонкие прожилки пирита. По данным Г. А. Крутова и др. (1959) и нашим анализам, пирит прожилков богаче кобальтом и никелем по сравнению с пиритом вкрапленным. Макро- и микроскопическое изучение показало, что в данном случае не наблюдается взаимных пересечений отмеченных выше разностей пиритов, так же, как и не обнаружено в ассоциации с прожилковым пиритом каких-либо дополнительных минералов, свидетельствовавших бы о более позднем его отложении по сравнению с пиритом вкрапленным. Эти взаимоотношения уже сами по себе указывают на возможность их одновременного отложения, что и подтверждается особенностями поведения в них элементов-примесей. Действительно, исходя из упомянутого выше принципа дифференциальной подвижности вещества при метасоматозе, логически вытекает, что миграционная способность кобальта и никеля значительно меньше, чем серы, имевшей во много раз большую концентрацию в растворах. Естественно, что пирит, отлагавшийся в открытых трещинах — каналах свободной циркуляции растворов, оказался более обогащенным элементами-примесями, чем пирит, вкрапленный в массивных магнетитовых рудах.

В таких месторождениях, как Ампалыкское, Шерегешевское, Шалымское, Белорецкое, неоднородность распределения кобальта дополнительно усиливается за счет пирита, наложенного на скарново-рудные образования в связи с внедрением более молодых, по сравнению с железорудением, интрузий гранитного состава. Этот пирит обычно находится в ассоциации с редкометальной и полиметаллической минерализацией, геологические условия нахождения которой в пределах железорудных месторождений охарактеризованы в главе 3.

В отношении содержания элементов-примесей этот тип пирита был изучен из следующих мест. 1. Пирит Шерегешевского, Шалымского, Ампалыкского и Инского месторождений, находящийся в ассоциации с полиметаллической и редкометальной минерализацией и резко накладывающийся на скарново-магнетитовые тела вдоль наиболее молодых дизъюнктивных нарушений. 2. Пирит из полиметаллических руд Тургеневского месторождения в Кондомском районе, которое пространственно и генетически совершенно обособлено от железорудных месторождений. 3. Пирит, встречающийся в виде вкрапленности или чаще в составе кварцевых, кварц-эпидотовых и т. п. жилочек непосредственно в гранитах или их жильных производных: а) Сарлыкского массива в районе Шерегешевского месторождения; б) Тигерекского массива в районе Инского и Белорецкого месторождений.

Химические и спектральные анализы этих пиритов во всех случаях показали ничтожные содержания кобальта (а также никеля) — часто следы, неуловимые при обычных методах химического анализа.

Дополнительно исследованы пириты из шеелитоносных и гельвиноносных скарнов Горного Алтая, пространственно и генетически связанных с гранитным массивом, который, подобно Тигерекскому, относится к герцинскому по возрасту — к калбинскому интрузивному комплексу. Химический анализ этого пирита показал отсутствие кобальта и следы никеля. В литературе также имеется указание на отсутствие сколько-нибудь заметных примесей и никеля и кобальта в пиритах из молибденитовых, шеелитовых, а также касситеритовых и сфалерит-галенитовых

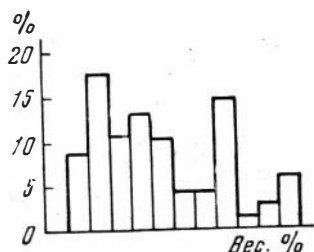


Рис. 110. График распределения кобальта в пирите. Шерегешевское месторождение

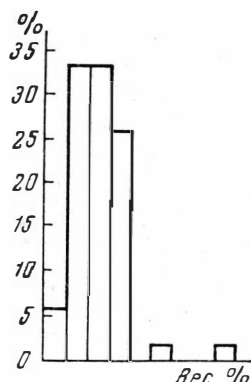


Рис. 111. График распределения кобальта в пирите. Кочуринское месторождение

скарнов, ассоциирующих с магматическими породами повышенной кислотности и относительно бедных соединениями железа и меди (Крутов, 1959).

В качестве примера на рис. 110 и 111 приведены графики распределения кобальта в пиритах месторождений: Шерегешевского, расположенного в контакте с материнской сиенитовой интрузией и одновременно испытывавшего воздействие со стороны послескарново-рудных гранитов (в том числе и в отношении наложения пиритовой минерализации, генетически с ними связанной); и Кочуринского, максимально удаленного от источника оруденения и не испытывавшего сколько-нибудь существенного влияния со стороны гранитной интрузии. Резкие различия в графиках распределения кобальта в пирите Шерегеша и Кочуры обусловлены именно сочетанием этих двух факторов. В первом случае распределение сложное, с очень большим разбросом цифр, во втором — распределение кобальта относится к ряду нормального распределения, и все цифры в основном укладываются в три смежных модальных класса.

В заметных количествах кобальт находится также в пирротине. Судя по графику распределения кобальта (рис. 112) и коэффициенту ρ_r , равному 0,57 (для пирита $\rho_r = 0,27$), распределение его в пирротине более равномерное, чем в пирите. Минимальные содержания кобальта свойственны пирротинам Темиртауского месторождения; несколько повышенные — пирротинам Таятского и некоторых других месторождений. Относительно высокие содержания кобальта установлены в отдельных пробах Белорецкого и Ирбинского месторождений, что мы объясняем унаследованностью этого элемента при преобразовании кобальтсодержащего пирита в пирротин при термометаморфизме в связи с внедрением в первом случае гранитов Тигерекского массива, во втором — послерудных даек диабазовых порфириров.

Необходимо заметить, что пирротин имеет ограниченное распространение и, как следствие этого, заметного влияния на кобальтоносность руд не оказывает. Еще менее распространен арсенопирит, хотя в ряду минералов пирротин — пирит — арсенопирит он обладает наибольшей способностью к концентрации кобальта.

Самостоятельные же минералы кобальта распространены мало. Линнеит как редко встречающийся минерал отмечен в Шерегешевском и Хайлеольском месторождениях. Арсениды и сульфо-арсениды кобальта (саффлорит, шмальтин, кобальтин, глаукоdot) встречаются в Абаканском, Хайлеольском, Тейском, Одрабашском и некоторых других месторождениях.

Из нерудных минералов кобальт в повышенном количестве установлен Н. Г. Суминым (1950) в шпинели Шерегеша (0,28% CoO). Спектрографически нами кобальт обнаружен в пироксене и гранатах Шерегешевского, Инского, Белорецкого и других месторождений в количестве от следов до 0,01—0,02%. В тысячных долях процента он почти постоянно фиксируется в амфиболах, биотите, флогопите.

Подводя итог всему изложенному, можно следующим образом сформулировать основные закономерности распределения кобальта в контактово-метасоматических месторождениях железа Алтае-Саянской области.

1. Наибольшие количества кобальта сконцентрированы в пирите, значительно меньшие количества — в пирротине и некоторых других рудных (халькопирите, сфалерите, арсенопирите, магнетите) и нерудных (шпинель, амфибол, пироксен) минералах. Самостоятельные кобальтовые минералы (саффлорит, шмальтин) распространены ограниченно и мало влияют на кобальтоносность руд.

2. Содержание кобальта и характер его распределения в пирите руд зависит от целого ряда факторов, главнейшими из которых являются следующие: а) состав или, точнее, формационный тип материнской интрузии, кобальтоносность пиритов закономерно возрастает по мере перехода от месторождений, генетически связанных с типичными гранитными интрузиями

батолитового типа, к месторождениям, ассоциирующим с габброидными интрузиями; б) место пиритовой минерализации в ходе развития процесса минералообразования; ранние генерации пирита богаче кобальтом, чем поздние, обычно более низкотемпературные генерации этого минерала; в) пространственное положение пиритовой минерализации по отношению к основным путям (каналам) движения рудоносных растворов.

Никель

В рудах всех месторождений наряду с кобальтом присутствует постоянный его спутник — никель. Близость свойств никеля и кобальта обуславливает общность черт их поведения.

Никель установлен в пирротине, пирите, магнетите, арсенопирите, сфалерите. Кроме того, он обнаружен в пироксене, амфиболах, гранате, биотите и ряде других нерудных минералов. В нерудных минералах никель, вероятнее всего, замещает закисное железо и магний благодаря близости их ионных радиусов.

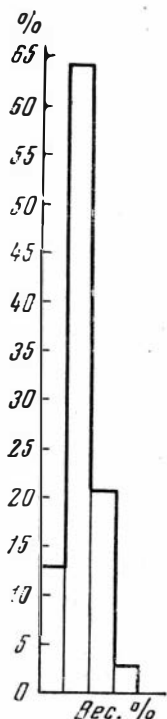


Рис. 112. График распределения кобальта в пирротине. Месторождения Алтае-Саянской области

Судя по данным спектральных анализов, существует тенденция к увеличению содержания никеля в ряду салит — амфиболизованный салит — актинолит. Так, в неизмененном салите Белорецкого месторождения никель находится в количестве 0,01%, в частично амфиболизованном салите того же месторождения — 0,01—0,03% и, наконец, в актинолите — 0,03—0,07%. При преобразовании пироксена в амфибол происходит и некоторое повышение концентрации кобальта.

Никель образует самостоятельные минералы — пентландит, хлоанит, раммельсбергит, никелин. Все они очень редки, встречаются только в виде микроскопических выделений в ассоциации с арсенидами и сульфоарсенидами кобальта. Исключением служит пентландит, для которого наиболее обычной формой выделения являются микроскопические включения в халькопирите или пирротине вне пространственной связи с арсенидами и сульфоарсенидами кобальта и никеля (Ирбинское, Белорецкое, Таятское месторождения).

Максимальные концентрации никеля наблюдаются в пирите и пирротине. Особенности распределения никеля в этих минералах представляют наибольший интерес.

В пирите среднее содержание никеля в 3,4 раза меньше, чем кобальта, в пирротине, наоборот, среднее содержание никеля примерно в два раза больше, чем кобальта. Общая тенденция к наибольшей концентрации кобальта в пирите, а никеля в пирротине в целом по всем месторождениям области выражена достаточно отчетливо.

Отношение кобальта к никелю изменяется от 1,5:1 (Хайлеольское и Таятское месторождения) до 152:1 (Шерегешевское месторождение). Однако имеются месторождения, в пиритах которых никель преобладает над кобальтом, на что уже обращали внимание и ранее (Крутов, 1959). Таким образом, величины отношений кобальта к никелю изменяются в чрезвычайно широких пределах и скорее характеризуют собой индивидуальные особенности отдельных месторождений или генетически единых групп месторождений. В пределах последних наблюдаются и определенные закономерности в изменении этих величин. Так, в Шерегешевском месторождении Кондомской группы отношение кобальта к никелю составляет 152:1, в крайнем, наиболее низкотемпературном Кочуринском месторождении той же самой группы это отношение снижается до 16:1. Аналогичное положение наблюдается в Тейской группе. Для пиритов собственно Тейского месторождения отношение кобальта к никелю составляет 4:1, а в пиритах Абагасского месторождения, расположенного рядом, но сформировавшегося, несомненно, в большом удалении от источника оруденения и при более низкотемпературных условиях, отношение кобальта к никелю заметно снижается (до 2,3:1). Понижение отношений этих элементов отмечается в пирите Белорецкого месторождения по сравнению с пиритом Инского. Как было показано выше, геологическая позиция этих месторождений по отношению к предполагаемой рудоносной интрузии различна.

Фактических данных по содержанию никеля в пирротине относительно мало. Систематических колебаний в содержании никеля от кобальта не выявляется, что свойственно пирротинам вообще. Это обстоятельство объясняется тем, что кобальт и никель не достигают равновесных концентраций, соответствующих температуре и давлению, при которых отлагается пирротин (Fruklund, Harner, 1955).

Цинк

Основные формы нахождения цинка в контактово-метасоматических месторождениях: изоморфная примесь в магнетите, изоморфная примесь в силикатах, самостоятельные минералы (сфалерит).

Начало отложения цинка относится к скарновому этапу минералообразования. Об этом свидетельствует нахождение его в скарновых минералах — салите, гранате и особенно шпинели. Содержание окиси цинка в шпинели Шерегешевского месторождения достигает 2,4%. В незначительных количествах цинк почти постоянно отмечается в магнетите.

Однако основная масса цинка представлена сфалеритом. В некоторых горношорских месторождениях количество сфалерита достигает концентраций, представляющих промышленный интерес. Комплексные цинково-железные руды имеются в Шерегешевском месторождении (Болотный участок), где встречаются и собственно сфалеритовые руды. Линзы кальцит-сфалеритовой и сфалеритовой руды давно известны в Темиртауском месторождении. Линзообразные или гнездо-прожилковые скопления сфалерита свойственны Белорецкому, Ампалыкскому и некоторым другим месторождениям. Необходимо отметить, что сфалеритовое оруденение нередко выходит за пределы собственно скарноворудных тел, накладываясь на пустые по отношению к магнетитовому оруденению вмещающие породы.

Из силикатных апоскарновых минералов цинк спектрографически обнаружен в амфиболах (0,01—0,02%), в частности в актинолитах, развивающихся по салиту, а также в биотите (0,01%), во флогопите (тысячные доли процента) и других минералах.

Кадмий

Кадмий является обычной примесью в сфалерите, в кристаллической решетке которого он наряду с железом изоморфно замещает цинк. Количество кадмия в сфалерите чаще всего находится в пределах от 0,01—0,1% (см. табл. 22). Наибольшие концентрации кадмия (0,5—1,0%), судя по данным спектральных анализов, свойственны сфалеритам Ампалыкского месторождения. Из других сульфидных минералов кадмий нами отмечен в галенитах (Шерегеш, Таштагол), в халькопирите (Темир-Тау, Таятское), в единичных пробах арсенопирита и т. п. Вероятно, в этих минералах кадмий частично или полностью связан с механической примесью в пробах кадмийсодержащего сфалерита.

С кадмийсодержащим сфалеритом или его продуктами гипергенного изменения (гриноцитом) связано нахождение в рудах некоторых месторождений индия (Шалым).

Молибден

Заметных концентраций молибдена в контактово-метасоматических железорудных месторождениях Алтае-Саянской области не обнаружено. Он представлен в основном молибденитом, который установлен в Инском, Белорецком, Ампалыкском, Шерегешевском, Шалымском месторождениях, которые пространственно ассоциируют с послерудными гранитными интрузиями. В ряде месторождений (Шерегеш, Шалым, Ампалыкское) молибденит чаще наблюдается не в собственно богатых железом скарново-рудных образованиях, а во вмещающих сиенитах, осветленных эффузивах, гранитах и т. п.

Эта тенденция к пространственной обособленности молибденитовой минерализации может быть объяснена понижением концентрации серы в местах интенсивного замещения скарнов или магнетитовых руд пиритом, пирротинном и т. п. В результате этого молибденит откладывается лишь в горных породах, относительно бедных железом, где концентрация серы остается еще достаточно высокой, чтобы вызвать пересыщение раствора молибденом. Возможность пространственной разобщенности

молибденитовой и халькопиритовой минерализации в зависимости от содержания железа во вмещающих породах была показана Д. С. Коржинским еще в 1948 г. на примере Турьинских рудников.

Висмут

Помимо редко встречающихся самостоятельных минералов висмута (висмутина и самородного висмута) этот элемент почти постоянно отмечается в галените (Шерегеш, Шалым, Ирба и др.). Содержание висмута в галените колеблется от сотых до десятых долей процента, достигая в некоторых случаях 1% и более (Шерегеш). Реже и в значительно меньших количествах (тысячные и десятитысячные доли процента) висмут спектрографически обнаруживается в таких сульфидных минералах, как пирит, халькопирит, арсенопирит и сфалерит. В целом связь висмута с сульфидной минерализацией не вызывает сомнений.

Медь

Медь не принадлежит к числу редких или рассеянных элементов. Сульфиды меди, особенно халькопирит, в том или ином количестве присутствуют во всех железорудных месторождениях. Для Алтае-Саянской железорудной провинции в отношении медного оруденения подмечена следующая особенность. Более или менее значительные концентрации меди приурочены к мелким железорудным месторождениям (Поспелов, 1958₁). Таковы хакасские месторождения Киялых-Узень, Терезия, Верхне-Туимское, скарны и мелкие магнетитовые тела которых обогащены халькопиритом. В том же районе распространены и самостоятельные вольфрамо-медные месторождения скарнового типа.

Приуроченность медного оруденения к мелким месторождениям и рудопроявлениям характерна и для других железорудных районов (Право-Рождественское медно-магнетитовое месторождение в Кузнецком Алатау, некоторые мелкие месторождения Темир-Тельбесского района и другие).

Вместе с тем пространственная разобщенность халькопиритовой минерализации от главного магнетитового оруденения наблюдается в пределах крупных железорудных месторождений или их групп. Так, в Белорецком месторождении максимальные скопления халькопирита, находящегося в ассоциации с другими медьсодержащими минералами (кубанит, валлериит), наблюдаются в относительно бедных разностях руд, располагающихся по периферии рудных тел. В ряде случаев в таких разностях руд содержание халькопирита становится настолько значительным, что мы, по существу, имеем дело уже с халькопиритовыми или комплексными халькопирит-магнетитовыми рудами. Такие руды имеются на северо-западном фланге месторождения и отчасти в пределах Баталихинского участка. Содержание меди в рудах составляет 0,5—0,8%, достигая в некоторых интервалах 2,4% (Ершов и Кочанов, 1958, Вахрушев, 1960₂). В Тейской группе халькопиритовая минерализация максимально проявлена во вкрапленных гематит-мушкетовитовых разностях руд Абагасского месторождения. В этом и других случаях, по-видимому, мы имеем дело с проявлением зональности при метасоматических процессах.

Фосфор

Фосфор принадлежит к числу вредных примесей. Все количество фосфора в первичных магнетитовых рудах практически связано с единственным минералом — апатитом.

Закономерности распределения фосфора в пределах отдельных месторождений изучены недостаточно. По нашим наблюдениям относительно месторождений Кондомской группы (Вахрушев, 1959₂), Инскому и другим, так же, как и по данным Ю. А. Асанова и С. С. Лапина по Таштаголу и С. М. Николаева (1960) по Абакану, апатит распределяется крайне неравномерно с концентрацией в пределах локальных участков или линейно-вытянутых зон.

В целом максимальные скопления апатита, нередко тяготеющие к контактовым зонам или наблюдающиеся непосредственно среди рудных тел, возможно, указывают на основные пути следования рудных растворов, подобно тому, как это было установлено Л. Н. Овчинниковым (1948_{1,2}, 1953) на примере уральских контактово-метасоматических месторождений.

Кроме того, при анализе цифр средних содержаний фосфора в рудах, по данным опробования геолого-разведочных партий, в пределах отдельных групп месторождений намечается следующая закономерность. Среднее содержание фосфора уменьшается при переходе от высокотемпературных месторождений к низкотемпературным. В этом отношении очень показательно распределение фосфора в рудах месторождений Тейской группы. По новейшим, наиболее полным данным Л. Я. Кулешова и Г. В. Горшкова (1960), среднее содержание пятиоксида фосфора в рудах Ельгентагского месторождения составляет 0,069%, Тейского — 0,048, Абагасского (III рудное тело) — 0,033 и Абагасского (I рудное тело) — 0,016%. Другими словами, происходит снижение содержания фосфора в рудах при движении от Ельгентагского месторождения, сформировавшегося в наиболее глубинных высокотемпературных условиях, к Тейскому и, наконец, к низкотемпературному Абагасскому.

В Кондомской группе среднее содержание фосфора в рудах высокотемпературного Шерегешевского месторождения составляет 0,12%, в рудах Таштагольского — 0,10% и в рудах крайнего, наиболее низкотемпературного Кочуринского месторождения — 0,08%. Эта закономерность несколько нарушается Шалымским месторождением, в рудах которого среднее содержание фосфора равно 0,06%. Отмеченная особенность распределения фосфора в известной мере выдерживается и в отношении горноалтайских месторождений. Так, руды Инского месторождения в среднем примерно в четыре раза богаче фосфором, чем руды Белорецкого месторождения, расположенного по сравнению с первым в большем удалении от контакта с рудоносным интрузивом.

Цифры по содержанию фосфора в рудах месторождений Инском, Белорецком и Кондомской группы заимствованы из «сводки «Железородные месторождения Алтае-Саянской горной области», т. I, кн. 2 (1959).

Мышьяк и сурьма

Мышьяк в рудах частично обособлен в виде самостоятельных минералов, из которых преобладают арсенопирит, лёллингит и кобальтин. Однако основная масса мышьяка сосредоточена в виде примеси в пирите, в меньшей степени — пирротине и некоторых других сульфидах. Из 200 мономинеральных проб пирита в 160 пробах с помощью спектрального и химического анализа обнаружен мышьяк. В большинстве случаев содержание мышьяка в пирите находится в пределах 0,01—0,1%. Какой-либо зависимости в его распределении от содержания в пирите кобальта или никеля не замечено.

Спектрографически мышьяк установлен в гранате месторождений: Белорецкое (0,01—0,03%), Ирбинское (0,02—0,07%) и Одинокое

(0,03—0,06%). Он также выявлен нами в количестве до 0,5% в апатите Ордабашского, Шерегешевского и Инского месторождений. В апатите, очевидно, мышьяк замещает фосфор в ионах $(PO_4)^{4-}$, т. е. наблюдается определенный изоморфизм в ряду апатит — овабит).

Помимо исключительно редко встречающихся самородной сурьмы и гудмундита (Темиртауское месторождение) спектрографически сурьма нами установлена в арсенопирите Шалымского, Инского и Белорецкого месторождений, в галените Таштагольского и висмутине Шерегешевского и Шалымского месторождений.

В месторождениях Кондомской группы отчетливо намечается связь сурьмы с сульфидной минерализацией, наложенной на скарно-магнетитовые тела в связи с внедрением послерудных гранитов. Это подтверждается также присутствием сурьмы в галените и сфалерите Тургеневского полиметаллического месторождения. Кроме того, сурьма образует в Кондомском районе и самостоятельное антимонитовое рудопроявление.

ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ В МАГНЕТИТЕ

Изучением особенностей химического состава магнетита различного генезиса в последнее время занимались многие исследователи (Вахрушев, 1959₂, 1962; Ляхович, 1959; Овчинников, 1960; Штейнберг и Фоминых, 1961 и другие). Повышенный интерес минералогов и геохимиков к магнетиту понятен. Образуюсь в природных условиях в широком интервале температур, магнетит входит в состав многих горных пород и руд. Благодаря кристаллохимическим свойствам магнетит обладает способностью включать в свою решетку много элементов, изучение закономерностей распределения которых дает ценный материал для решения ряда геохимических, минералогических и петрологических вопросов. Немалое значение имеет и то обстоятельство, что магнетит сильно ферромагнитен и легко может быть получен из руд и горных пород в нужных количествах для всевозможных анализов.

В настоящем разделе обобщены данные по количественному содержанию и особенностям распределения важнейших элементов-примесей в магнетите из железных руд контактово-метасоматических месторождений следующих железорудных районов Алтае-Саянской области:

1. Восточный Саян (западная часть) — Ирбинская, Краснокаменская и Табрат-Таятская группы, Мульгинское, Тереховское и другие месторождения и рудопроявления.

2. Западный Саян — Абаканская и Анзасская группы.

3. Кузнецкий Алатау — Ампалыкская и Тейская группы, месторождения Самсон и Камыштинское, Изыхольское, Хайлеольское.

4. Горная Шория — Кондомская группа и месторождения Темир-Тельбесского района (Темир-Тау, Тельбесское, Сухаринское, Леспромхозное, Казское и другие).

5. Горный Алтай — Инское и Белорецкое и некоторые другие месторождения.

Исследованию подверглись также магнетиты глубоко метаморфизованных железистых кварцитов протерозоя Мугурского (юго-восточная Тува), Сыдинского (Восточный Саян) месторождений и магнетит относительно слабо метаморфизованных девонских эффузивно-осадочных руд Коргона (Горный Алтай). Таким образом, был проанализирован магнетит почти всех основных железорудных месторождений Алтае-Саянской области.

Образцы магнетитовых руд были в основном специально отобраны автором непосредственно на месторождениях (в горных выработках и из керн разведочных скважин) с таким расчетом, чтобы как можно полнее охарактеризовать химический состав магнетита по простиранию

и падению рудных залежей, по типам руд в отношении минералогического состава, структурно-текстурных особенностей и т. п.

Приведенные ниже данные о распределении элементов-примесей в магнетите основываются на результатах химических анализов примерно 230 проб этого минерала (см. приложение I и II).

Для получения мономинеральной фракции магнетита использовали магнитофугальный анализатор, сконструированный С. С. Лапиным. Предварительно образцы магнетитовых руд подвергли дроблению и

Т а б л и ц а 30

Содержание элементов-примесей в магнетите контактово-метасоматических железорудных месторождений
(в вес.%)

Месторождения	TiO ₂	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	MnO	Co	Ni	Zn	Ga	MgO	Al ₂ O ₃
Анзасская группа	0,193 28	0,136 12	0,02 12	0,028 29	0,0025 8	0,005 4	0,012 12	0,0008 12	0,483 28	0,65 28
Хайлеольское	0,394 5	0,138 2	0,005 2	0,31 5	—	—	0,015 2	0,0012 1	0,268 5	0,69 5
Изыхольское	0,185 2	0,065 2	0,01 2	0,03 2	—	—	0,03 2	0,0012 1	0,67 2	2,23 2
Табрат-Таятская группа	0,53 4	0,008 2	0,047 2	0,07 3	—	—	—	—	0,17 4	0,40 3
Инское	0,32 11	0,028 8	0,07 8	0,11 11	0,002 6	0,002 6	0,017 10	0,0015 1	0,21 9	0,63 9
Белорецкое	0,11 23	0,005 12	Следы 10	0,07 23	0,001 6	Следы 4	0,008 23	0,0005 18	0,19 23	0,56 23
Ампалыкское	0,21 9	0,025 6	0,014 6	0,17 8	0,002 3	0,004 3	0,02 9	0,0022 8	0,37 9	0,59 9
Кондомская группа	0,21 19	0,036 4	0,013 4	0,51 19	—	—	0,031 47	0,0010 27	0,37 18	1,38 19
Ирбинская группа	0,23 7	0,011 7	0,032 7	0,14 7	0,011 2	0,005 2	0,01 1	—	0,42 6	0,48 5
Краснокаменная группа	0,36 7	0,006 7	0,010 7	0,05 10	0,004 4	Следы 4	0,02 2	0,0024 1	—	—
Тейская группа	0,29 17	0,007 15	0,007 16	0,15 12	0,004 3	—	0,013 14	0,0020 1	2,03 20	1,82 20
Абаканская группа	0,14 9	0,03 6	0,008 6	0,02 9	—	—	0,004 6	0,0019 1	0,62 9	0,61 8
Мульгинское	0,42 2	0,042 2	0,008 2	0,12 2	—	—	0,02 1	—	0,56 2	1,26 2
Самсон	0,19 3	0,008 3	0,0013 3	0,04 3	—	—	—	—	0,47 3	—
Камыштинское	0,03 1	0,023 1	0,006 1	0,12 1	—	—	0,004 1	—	—	—
Темир-Тельбесская группа *	0,10 58	0,004 25	0,001 22	0,13 56	0,0029 53	Следы 52	0,025 20	—	0,39 55	0,45 57
Леспромхозное	0,05 7	0,008 5	—	1,67 7	0,001 7	Следы 7	—	—	1,49 7	1,62 7

П р и м е ч а н и е. В числителе указаны содержания компонентов в %, в знаменателе — количество проб.

* В эту группу в данном случае объединены следующие месторождения Темир-Тельбесского района: Тельбесс, Темир-Тау, Уйзюк, месторождения Сухаринской и Казской групп, генетически связанные с гранитным интрузивным комплексом.

истиранию до 250—300 меш, затем двукратно пропускали через магнитофугальный анализатор, работающий на трехфазном переменном токе. Разделение проб в этом приборе проводится в бегущем магнитном токе при встречном движении водной струи. Чистоту анализируемого материала контролировали в большинстве случаев данными силикатного анализа, в частности содержанием SiO_2 , CaO и некоторых других компонентов, изоморфное вхождение которых в решетку магнетита невозможно.

В табл. 30 приведены средние содержания главнейших элементов-примесей в магнетите отдельных железорудных месторождений или групп. Рассмотрим особенности поведения этих элементов-примесей.

Титан и ванадий

Среднее содержание двуокиси титана в магнетите железорудных месторождений метасоматического типа находится в пределах от 0,03 до 0,40%. Ванадий присутствует обычно в еще меньших количествах.

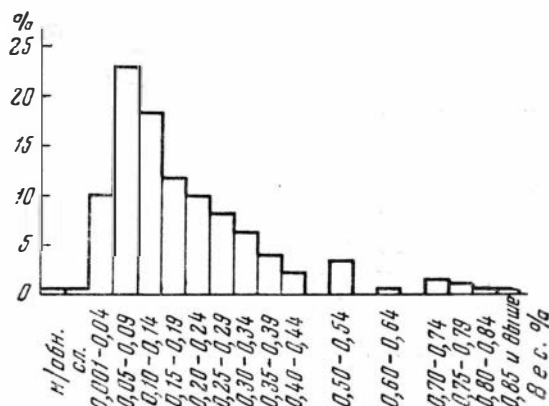


Рис. 113. График распределения TiO_2 в магнетите

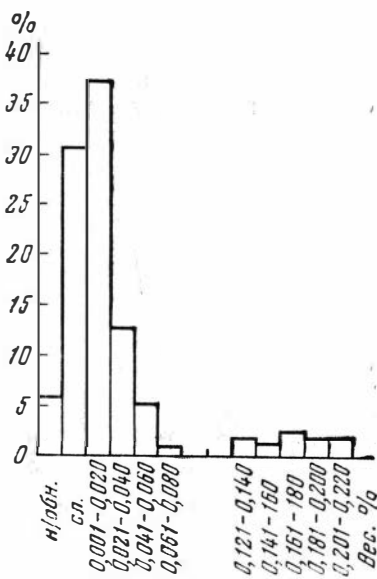


Рис. 114. График распределения V_2O_5 в магнетите

Отношение $\text{Ti}:\text{V}$ чрезвычайно изменчиво — от 57:1 до 2:1. В магнетитах Анзасского месторождения это отношение приближается к 1:1.

Распределение титана и ванадия в магнетите неравномерное, что видно из приведенных графиков (рис. 113 и 114). Более неравномерно распределен ванадий. Коэффициент равномерности распределения (ρ_r), рассчитанный для V_2O_5 на основе 121 определения, оказался равным 0,24, для TiO_2 (из 215 определений) — 0,54.

По В. М. Гольдшмидту (1925) и В. В. Щербине (1936), ванадий входит в кристаллическую решетку магнетита, изоморфно замещая Fe^{+3} . Несмотря на то, что V^{+2} изоморфно замещает Fe^{+3} в магнетите, в изверженных породах наиболее обогащены ванадием титаномagnetиты (Щербина, 1936; Борисенко и Щербина, 1959). Тесную связь ванадия с титаном В. В. Щербина (1936) объясняет накоплением его в более низкотемпературных разностях титаномagnetитов, соответствующих предполагаемой эвтектике магнетита и ильменита.

В магнетитах контактово-метасоматических месторождений Алтае-Саянской области, как это было нами подмечено ранее (Вахрушев, 1962), не наблюдается прямой зависимости количественного содержания ванадия от титана. Так, например, наибольшие количества ванадия (0,136% V_2O_5 — среднее из 12 определений) свойственны магнетиту Анзасского месторождения, которые по сравнению с магнетитом ряда других месторождений характеризуется умеренным содержанием титана (0,19% TiO_2 — среднее из 28 определений). При этом в отдельных пробах, чаще с наивысшим содержанием ванадия (до 0,28% V_2O_5), наблюдаются обратные соотношения между этими элементами ($V > Ti$).

Статистическая обработка анализов с целью установления корреляционной зависимости между титаном и ванадием подтвердила этот вывод. Коэффициент корреляции между этой парой элементов оказался очень низким (0,25 при высоком критерии достоверности, $t = 2,54$), даже в том случае, когда крайние значения и для двуокиси титана ($> 0,5\%$), и для пятиокиси ванадия ($> 0,121\%$) были отброшены. Как известно, при коэффициенте t , равном 2, достоверность достигает 95%, при t , равном 3, — 99%.

При сопоставлении некоторых геологических особенностей рассматриваемых здесь контактово-метасоматических месторождений с аналитическими данными выявляются два фактора, которые в наибольшей степени влияют на поведение ванадия при контактово-метасоматических процессах: формационный тип железоносного интрузивного комплекса и пространственное расположение железооруденения по отношению к породам этих комплексов.

Так, наибольшие концентрации ванадия наблюдаются в магнетитах руд тех месторождений (Анзасское, Хайлеольское, Изыхольское), которые генетически связаны с типичными габброидными интрузивными комплексами. Магнетиты месторождений, ассоциирующих с магматическими комплексами среднего и субщелочного (граносиенитового) состава (Тейская, Краснокаменная, Ирбинская группы, Абакан), характеризуются уже по сравнению с магнетитами месторождений первой группы заметно пониженным содержанием ванадия. Минимальные содержания этого элемента (в 20—30 раз меньше, чем в магнетитах руд Анзасского и Хайлеольского месторождений) отмечены в магнетитах месторождений Темир-Тельбесского района и Самсон, которые ассоциируют с интрузивами, относящимися уже к батолитовым гранитоидным формациям.

Дальнейшие различия магнетитов по содержанию в них ванадия и титана в пределах выделенных трех крупных групп месторождений обусловлены удаленностью того или иного месторождения от источника оруденения.

При прочих равных условиях ванадий всегда чаще накапливается в магнетите тех руд, которые образовались в непосредственном контакте с интрузиями или внутри последних. Причина такого поведения ванадия кроется в исключительно малой подвижности его при контактово-метасоматических процессах. По нашим данным, ванадий менее подвижен, чем титан, в отношении которого в скарново-железорудных месторождениях отмечаются явления некоторой миграции при интенсивном наложении метасоматических процессов (Вахрушев, 1952, Соколов и Павлов, 1962). Отсутствие прямой зависимости в содержании ванадия в магнетите от титана, по нашему мнению, объясняется некоторым различием в подвижности этих элементов в условиях формирования железорудных месторождений метасоматического типа. На инертность ванадия в контактово-метасоматических месторождениях обращал внимание Л. Н. Овчинников (1960).

Особенности распределения элементов-примесей в магнетите, в том числе ванадия и титана, в зависимости от положения железооруденения

по отношению к интрузиву на примере некоторых групп месторождений будут рассмотрены ниже.

Закономерности распределения титана и ванадия в магнетите железистых кварцитов Мугурского и Сыдинского месторождений, так же, как и в магнетите эффузивно-осадочных руд Коргона, оказались несколько иными. Отличительной особенностью магнетита железистых кварцитов и магнетит-гематитовых руд Коргона является значительно большая выдержанность состава в отношении титана и ванадия. Это обстоятельство иллюстрируется данными, приведенными в табл. 31.

Т а б л и ц а 31

Пределы колебаний в содержании TiO_2 и V_2O_5 в магнетите
(в вес.%)

Месторождение	TiO_2			V_2O_5			Ti : V
	от	до	сред- нее	от	до	сред- нее	
Анзасское	Следы	0,54	0,193	0,01	0,28	0,136	1 : 1
Инское	0,07	0,97	0,32	0	0,13	0,028	11 : 1
Белорецкое	0,06	0,24	0,11	Следы	0,03	0,01	23 : 1
Кондомская группа	0	0,76	0,21	0,015	0,055	0,036	9 : 1
Ампалыкская группа	0,05	0,54	0,21	Следы	0,04	0,025	8 : 1
Абаканское	0,06	0,29	0,14	»	0,06	0,03	4 : 1
Тейская группа	Следы	0,74	0,30	0	0,015	0,007	43 : 1
Краснокаменная группа	0,26	0,62	0,38	0	0,02	0,007	54 : 1
Мугурское	0,16	0,47	0,32	0,04	0,10	0,052	6 : 1
Сыдинское	0,10	0,15	0,12	0,02	0,05	0,025	3 : 1
Коргонское	0,05	0,06	0,055	Следы	0,02	0,012	6 : 1

П р и м е ч а н и е. Количество анализов указано в табл. 30.

Для отдельных, наиболее полно охарактеризованных цифровыми данными месторождений рассчитаны значения коэффициента равномерности распределения TiO_2 в магнетите. Как и следовало ожидать, этот коэффициент оказался наиболее высоким для магнетитов железистых кварцитов Мугурского месторождения ($\rho_r = 0,82$), затем для магнетитов Белорецкого месторождения ($\rho_r = 0,73$), располагающегося целиком в породах кровли, т. е. в значительном удалении от источника оруденения. Для магнетитов месторождений Анзасского, Кондомской и Тейской групп этот коэффициент снижается до 0,65—0,66.

Уместно отметить, что непостоянство состава магнетита характерно для контактово-метасоматических месторождений не только Алтае-Саянской области, но и других районов Советского Союза. Причиной этого (подобно сульфидным минералам) является дифференциальная подвижность элементов при процессах метасоматоза.

Хром

Хром благодаря малой подвижности накапливается в материнских породах и необычен для месторождений контактово-метасоматического типа (Овчинников, 1960). Наши аналитические данные подтверждают это положение. Хотя присутствие хрома и обнаружено в 70% анализированных проб магнетита, но в подавляющем большинстве в крайне ничтожных количествах ($<0,01\%$). В связи с этим говорить определенно о закономерностях распределения хрома в магнетите разных месторождений Алтае-Саянской области трудно. Несколько повышенные средние

содержания Cr_2O_3 ($> 0,02\%$) отмечены в магнетитах руд месторождений Анзасской группы, Ирбинском и Таятском, минимальные — в магнетитах месторождений Темир-Тельбесского района, Самсон и Камыштинском, т. е. в тех, которые генетически связаны с интрузивами гранитоидного состава. На рис. 115 приведен график распределения хрома

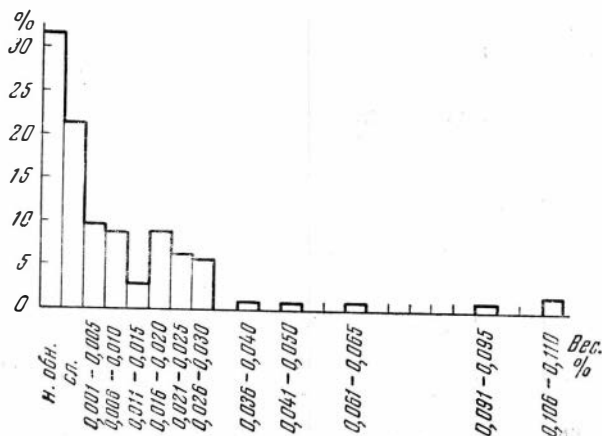


Рис. 115. График распределения Cr_2O_3 в магнетите

в магнетитах контактово-метасоматических месторождений по данным 113 анализов; содержания Cr_2O_3 сгруппированы в классы с отклонением в $0,005\%$.

Содержание хрома в магнетите железистых кварцитов Мугурского и Сыдинского месторождений и из эффузивно-осадочных руд Коргона в среднем в два раза выше, чем в магнетите контактово-метасоматических месторождений.

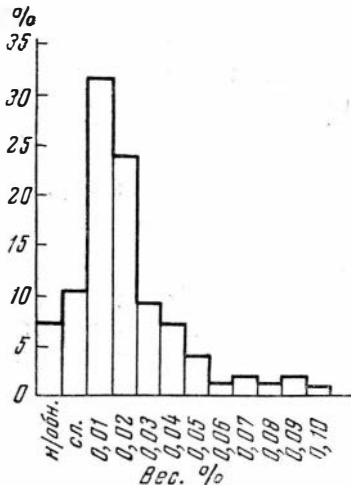


Рис. 116. График распределения Zn в магнетите

Материалом для образования железистых кварцитов Мугурского и Сыдинского месторождений, по мнению большинства исследователей, служили толщи эффузивно-осадочного генезиса (Иванова, 1958). В связи с этим некоторые концентрации хрома в магнетите этих месторождений связаны не с гидротермальными процессами, а с проявлением в конечном счете вулканической (магматической) деятельности. Повышенные концентрации хрома в магнетите эффузивно-осадочного происхождения отмечаются Г. В. Пинусом (1960).

Цинк

Количественное определение цинка было выполнено с помощью полярографического метода в 155 пробах магнетита (приложение I, табл. 25 и приложение II, табл. 4). График распределения этого элемента одновершинный, приближающийся к симметричному (рис. 116). Из приведенных данных следует, что цинк является довольно равномерной примесью в магнетите. Больше половины проб показали содержание цинка в пределах

0,01—0,2%, что почти отвечает его кларковому содержанию в земной коре, по А. Е. Ферсману (1939). Некоторый разброс цифр на приведенной гистограмме в сторону высоких содержаний цинка ($\geq 0,05\%$) обусловлен примесью сфалерита. Исключительно все анализы с таким отклоняющимся содержанием цинка приходится на пробы, выделенные из сульфидно-магнетитовых руд, которые содержат в своем составе значительное количество железистой разновидности сфалерита — марматита (месторождение Шерегеш, Темир-Тау и некоторые другие). В связи с этим следует признать, что данные А. Л. Загянского (1954) о повышенном содержании цинка (до 0,28%) в решетке магнетита из сульфидно-магнетитовых руд Западной Сибири и Урала являются ошибочными.

Равномерное и довольно постоянное содержание цинка характерно также и для магнетитов руд метаморфогенно-осадочного происхождения.

Галлий

Галлий относится к числу типичных рассеянных элементов. Его среднее содержание в породах земной коры составляет 0,0015 вес. % (Виноградов, 1956).

Подавляющая часть галлия в природных образованиях приходится на алюмосиликаты, в которых галлий, исходя из его кристаллохимических свойств (ионный радиус, эк, потенциал ионизации), связан с Al^{+3} и отчасти Fe^{+3} .

Нами было проведено количественное определение галлия в магнетите разных железорудных месторождений Алтае-Саянской области (приложение I, табл. 26 и приложение II, табл. 5). Галлий определялся флюорометрическим методом с 8-оксихинолином. В результате было выявлено следующее: галлий содержится во всех пробах магнетита; пределы колебаний количества галлия в магнетите относительно незначительны; среднее содержание его в магнетите (из 75 определений) составляет 0,0011%, т. е. несколько меньше весового кларка.

Постоянное присутствие галлия в магнетите подтверждает мнение, что галлий в природных образованиях сопутствует не только алюминию, но и трехвалентному железу, проявляя при этом, по-видимому, литофильные свойства (Борисенко, 1959).

График распределения галлия в магнетите изображен на рис. 117. Асимметричное распределение галлия обусловлено тем, что последний класс (в сторону низких содержаний) ограничен пределом чувствительности метода анализа.

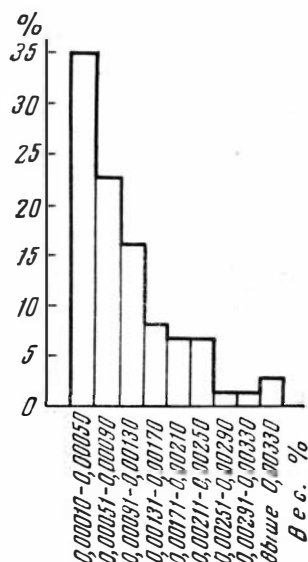


Рис. 117. График распределения Ga в магнетите

Кобальт и никель

График распределения кобальта в магнетитах, по данным 89 анализов, изображен на рис. 118, содержания кобальта сгруппированы с отклонением в 0,002%. График показывает, что кобальт обнаруживается в подавляющем большинстве проб в количествах от едва уловимых следов до 0,005%. Распределение его приближается к нормальному. На графике имеется небольшой дополнительный пик, который отвечает

всего лишь 4% всех анализов, явно уклоняющихся от общей закономерности распределения кобальта в магнетите рассматриваемых месторождений. Этот пик соответствует суммарному количеству проб с повышенным против нормального содержанием кобальта (0,008—0,03). Распределение кобальта в этих пробах, не раскрытое на данном графике, подчинено другим факторам. Как показало минералогическое изучение исходного материала для получения проб, повышенные содержания кобальта в основном связаны с присутствием кобальтсодержащего пирротина, от которого при магнитной сепарации полностью освободиться очень трудно.

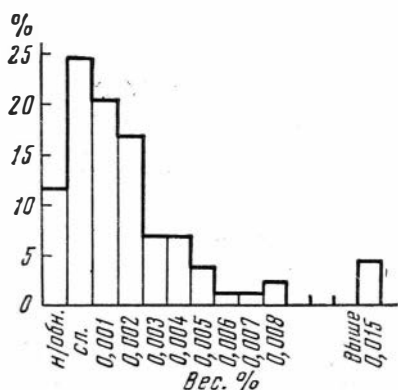


Рис. 118. График распределения Co в магнетите

Никель присутствует в тех же или даже в меньших количествах, чем кобальт. Характер распределения никеля аналогичен таковому кобальта.

Марганец

Марганец является постоянной примесью в магнетите. График его распределения, по данным 218 химических анализов, изображен на рис. 119. При построении графика, помимо наших анализов, использованы 10 определений MnO в магнетитах Кондомской группы Н. Д. Синдеевой (1934). Количество двуокиси марганца в магнетите обычно не превышает первых десятых долей процента. Исключением является магнетит некоторых горношорских месторождений, отличающийся большим содержанием марганца. Только пробами магнетита этих месторождений и обусловлен двухвершинный характер графика распределения этого элемента (отрицательное эксцессивное распределение). Так, в магнетите Шерегешевского месторождения количество MnO находится в пределах от 0,31 до 2,06%, составляя в среднем (из 11 определений) 1,18%.

Отмечены пробы с богатым содержанием марганца из месторождений Темир-Тельбесского района. Из них по этому признаку резко выделяется Леспромхозное месторождение. В магнетите этого месторождения содержание MnO не опускается ниже 0,68%, достигая в единичных случаях 5,2% (среднее из 7 определений — 1,67%).

Для Шерегешевского месторождения установлено, что марганец не

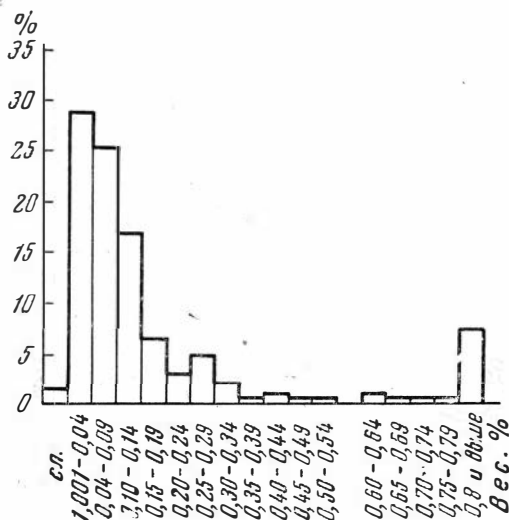


Рис. 119. График распределения MnO в магнетите

только входит в решетку магнетита, но и дает повышенные концентрации в ряде скарных и апоскарновых минералов (гранате, шпинели), с образованием марганцовистых разновидностей (тулит).

Месторождения Кондомской группы (Шерегеш, Шалым и другие) и Леспромхозное генетически связаны с габбро-сиенитовым интрузивным комплексом. Зараженность марганцем послемагматических образований — специфическая особенность этого интрузивного комплекса. Заметим, что содержание марганца в акцессорном магнетите из сиенитов Кондомского района в два раза превышает среднее содержание для продуктивных интрузий Алтае-Саянской области.

Магний и алюминий

Присутствие этих элементов в решетке магнетита отмечали многие исследователи. В магнетитах железорудных месторождений Алтае-Саянской области за редким исключением также обнаружены магний и алюминий. Учитывая наличие в анализированном материале, хотя бы в крайне незначительных количествах, механических примесей (в основном алюмосиликатных минералов), можно полагать, что не весь алюминий и магний входят в решетку магнетита. Об этом же свидетельствует очень низкий коэффициент корреляции между MgO и FeO , оказавшийся равным лишь 0,45 при критерии вероятности $t = 6,2$ вместо $t = 1,0$, когда весь магний входит в решетку магнетита по схеме $Mg^{2+} \rightarrow Fe^{2+}$. Это обстоятельство не позволяет уверенно судить об истинном распределении алюминия и магния в магнетитах различных месторождений и групп. Ясно, одно: магнетиты, богатые магнием (магномagnetиты), отмеченные в других районах Сибири (Павлов и Чупрынина, 1960 и др.), не свойственны железорудным месторождениям Алтае-Саянской области, в том числе и рудам Тейского месторождения, где магнетит некоторыми исследователями был отнесен к магнезиоферриту. Доказательства этого приведены выше при описании магнетита.

Незначительное содержание магния в магнетите рассматриваемых контактово-метасоматических месторождений понятно. Контактво-метасоматические месторождения образуются на заметных глубинах (по сравнению с магнетитовыми месторождениями, ассоциирующими с траппами Сибирской платформы) при низком кислородном потенциале, что, как известно, при прочих равных условиях не благоприятствует образованию магномagnetитов.

ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ КАК КРИТЕРИЙ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ВОПРОСОВ

Из приведенных данных видно, что магнетит железорудных месторождений Алтае-Саянской области включает достаточно большое количество разнообразных элементов, изучение особенностей распределения которых дает ценный материал для решения ряда геологических вопросов. Например, это помогает при уточнении генетического типа магнетитовых руд, выяснении генетических связей железоруднения с комплексом интрузивных пород, кроме того, по особенностям химического состава магнетитов в некоторых случаях можно судить о положении месторождения в ряде других, составляющих генетически единую группу месторождений.

Так, магнетит железистых кварцитов Мугурского и Сыдинского месторождений, так же, как и магнетит руд Коргонского месторождения в Горном Алтае, в отличие от магнетита метасоматических месторождений характеризуется более выдержанным составом в отношении таких элементов, как титан, ванадий, хром. Кроме того, магнетит этих место-

рождений богаче хромом — элементом, не характерным для руд контактово-метасоматического происхождения. Резкие различия выявились между магнетитами этих двух генетических типов по количественному содержанию и характеру распределения и других рассеянных элементов.

Таким образом, магнетиты контактово-метасоматических месторождений Алтае-Саянской области по количественному содержанию и особенно по характеру распределения ряда примесей, например титана, ванадия, хрома и некоторых других рассеянных элементов, заметно отличаются от магнетитов осадочно-метаморфогенного происхождения. Это обстоятельство в ряде случаев с успехом может быть использовано в качестве геохимического критерия для уточнения генезиса железных руд.

Количество примесей в магнетите отдельных месторождений и степень равномерности их распределения, как показывает рассмотрение фактических данных, обусловлены двумя основными факторами: формационным типом материнской интрузии и положением месторождения относительно источника оруденения.

Выше уже указывалось на некоторую концентрацию ванадия в магнетитах тех месторождений, которые ассоциируют с интрузивными комплексами основного габброидного состава (Анзасское, Хайлеольское и другие месторождения). Минимальные содержания этого элемента свойственны магнетитам месторождений, генетически связанных с гранитоидными интрузиями батолитового ряда (производными гранитной магмы). Месторождения, ассоциирующие с интрузиями субщелочного и среднего состава, по этому признаку занимают промежуточное положение. Аналогичным образом ведет себя и хром. Кроме того, выявляется повышенная зараженность одними и теми же элементами как рудообразующего, так и акцессорного магнетита материнской интрузии. Примером этого служат горношорские месторождения. В этом районе акцессорный магнетит пород железоносного сиенитового комплекса характеризуется резко повышенным содержанием марганца при одновременной концентрации этого элемента в магнетите руд и в других послемагматических образованиях. Следует отметить, что одновременная зараженность марганцем как сиенитов, так и послемагматических образований, генетически с ними связанных, не является особенностью только горношорского железорудного района. В качестве аналога укажем на контактово-метасоматические месторождения Тагило-Кушвинского района на Среднем Урале, которые, как и их материнские сиениты, отличаются повышенным содержанием марганца (Овчинников, 1960). Количество марганца в рудообразующем магнетите месторождений этого района достигает 2—4%, т. е. находится примерно в тех же пределах, что и в магнетитах Шерегешевского и Леспротхозного месторождений. Унаследованность рудообразующим магнетитом свойств родоначальной магмы при одновременном изучении акцессорного магнетита интрузивных пород прослеживается по титану и другим элементам-примесям. Это обстоятельство может быть использовано в качестве надежного критерия для выяснения генетических связей железооруденения с конкретными магматическими комплексами. Более детально этот вопрос будет рассмотрен в главе 6.

В пределах генетически единых групп контактово-метасоматических месторождений наблюдаются признаки закономерного распространения элементов-примесей в связи с различной удаленностью отдельных месторождений от источника оруденения. Магнетиты месторождений, располагающихся внутри интрузива или в непосредственном контакте с ним и часто характеризующиеся наиболее высокотемпературным парагенезисом околорудных минералов, содержат повышенные количества элементов-примесей. По мере удаления месторождения генетически единой группы от родоначальной интрузии происходит последова-

тельное закономерное уменьшение в магнетите титана, марганца, ванадия, хрома и, возможно, ряда других элементов-примесей.

Приведем несколько примеров для иллюстрации и пояснения этой несомненно интересной закономерности пространственного распределения элементов-примесей в магнетите руд.

Кондомская группа

Как уже отмечалось выше, в этой группе наблюдается закономерное изменение в минеральном составе скарново-рудных образований по мере перехода от высокотемпературного Шерегешевского месторождения к крайнему низкотемпературному Кочуринскому или то же самое по мере удаления месторождения от родоначального интрузива.

В полном соответствии с минералогической зональностью в месторождениях этой группы происходит изменение содержания элементов-примесей в магнетите, что иллюстрируется табл. 32. Из рассмотрения

Т а б л и ц а 32

Элементы-примеси в магнетите железорудных месторождений
Кондомской группы
(в вес. %)

Месторождение	TiO ₂	MnO	Zn	Ga
Шерегешевское	$\frac{0,31}{7}$	$\frac{1,13}{7}$	$\frac{0,049}{15}$	$\frac{0,00142}{7}$
Шалымское	$\frac{0,18}{4}$	$\frac{0,31}{4}$	$\frac{0,040}{10}$	$\frac{0,00074}{9}$
Таштагольское	$\frac{0,16}{4}$	$\frac{0,11}{4}$	$\frac{0,023}{11}$	$\frac{0,00100}{7}$
Кочуринское	$\frac{0,16}{4}$	$\frac{0,02}{4}$	$\frac{0,007}{11}$	$\frac{0,00087}{4}$

П р и м е ч а н и е. В числителе указано содержание TiO₂, MnO, Zn, Ga; в знаменателе — число анализов.

последней отчетливо видно понижение содержаний в магнетите титана, марганца, цинка, отчасти и галлия по мере перехода от Шерегешевского месторождения к более низкотемпературному Кочуринскому. Определение ванадия и хрома с помощью химического анализа проведено только в магнетите Шерегешевского и Шалымского месторождений. Судя по этим данным, а также многочисленным спектральным анализам количество ванадия и хрома уменьшается в том же направлении.

Последовательно-закономерное изменение элементов-примесей в магнетите Кондомской группы является отражением общей зональности минералообразования, выражающейся прежде всего в изменении минерального состава по мере удаления от родоначального интрузива.

Тейская группа

В табл. 33 приведены некоторые данные по содержанию основных элементов-примесей в магнетите месторождений Тейской группы в Кузнецком Алатау. Геологическая позиция отдельных месторождений, как известно, различна и по отношению к телам рудоносной сиенитовой интрузии, и по отношению к основному рудоподводящему каналу. Ельген-тагское месторождение располагается в пределах Главного Тейского

Элементы-примеси в магнетите Тейской группы
(в вес. %)

Месторождение	TiO ₂	MnO	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	Zn
Ельген-Таг	$\frac{0,34}{2}$	$\frac{0,31}{2}$	$\frac{0,015}{2}$	—	$\frac{0,03}{2}$
Тейское	$\frac{0,37}{8}$	$\frac{0,14}{10}$	$\frac{0,008}{6}$	$\frac{0,010}{6}$	$\frac{0,014}{5}$
Абагасское	$\frac{0,03}{3}$	—	$\frac{\text{Следы}}{3}$	$\frac{0,002}{3}$	$\frac{\text{Следы}}{3}$

П р и м е ч а н и е. В числителе указано содержание TiO₂, V₂O₅, Cr₂O₃, MnO, Zn, в знаменателе — число анализов.

разлома и одновременно соответствует наиболее высокотемпературным глубинным зонам, параллелизирующимся с самыми нижними горизонтами Тейского месторождения (Кулешов и Горшков, 1960). Основная масса магнетитовых руд Тейского месторождения формировалась в более высоких горизонтах и одновременно на большем удалении от материнского интрузива. В пределах Ельгентагского месторождения сиениты обнажаются непосредственно на дневной поверхности, в то время как на участке Тейского месторождения скважинами разведочного бурения они вскрываются на глубине 600 м. Абагасское месторождение расположено вне зоны Главного Тейского разлома и характеризуется наиболее низкотемпературными условиями формирования. Как видно из табл. 33, в этом же направлении происходит уменьшение содержания марганца, ванадия, титана и цинка в магнетите. Распределение многих компонентов руд в целом подчиняется отмеченной закономерности, что в отношении фосфора было уже указано выше.

Инское и Белорецкое месторождения

Представляет большой интерес сопоставление химического состава магнетита горноалтайских месторождений — Инского и Белорецкого — в связи с дискуссионностью вопроса о происхождении их руд. Геологическая позиция этих месторождений по отношению к телам материнской интрузии различна. Рудные залежи Белорецкого месторождения целиком залегают в породах кровли. Интрузивные породы непосредственно в пределах рудного поля не были известны и только в последнее время здесь обнаружены глубоко метаморфизованные габбро-диабазовые дайки, которые рассматриваются в качестве жильных производных основной магмы (Вахрушев, 1960_{1,2}). На Инском месторождении картина несколько иная. Наряду с большим количеством жильных пород среднего и основного составов, непосредственно в пределах рудного поля Инского месторождения имеются тела габброидного состава, при этом по габброидным породам развиваются пироксеновые и пироксен-гранатовые скарны с наложенным на них магнетитовым оруденением.

Обратимся к рассмотрению элементов-примесей в магнетитах этих месторождений (см. табл. 30 и 31). Оказывается, что магнетиты Инского месторождения, расположенного ближе к источнику рудоносных растворов, богаче всеми элементами-примесями, чем магнетиты Белорецкого месторождения. Так, в магнетите Инского месторождения по сравнению с таковым Белорецкого титана больше в три раза, ванадия — в шесть

раз, марганца — в полтора раза и т. д. Показательны в магнетите Инского месторождения резко повышенные содержания титана и особенно ванадия. Изменение отношения $Ti:V$ от 11:1 в магнетите Инского месторождения до 23:1 в магнетите Белорецкого месторождения подтверждает высказанную выше мысль об исключительно малой подвижности ванадия при контактово-метасоматических процессах, в связи с чем сколько-нибудь существенная концентрация ванадия возможна лишь в магнетите, отлагавшемся в непосредственной близости от источника эндогенного оруденения.

В целом закономерности распределения в магнетите элементов-примесей (непостоянство состава, уменьшение содержания в магнетите ряда элементов по мере удаления месторождения от источника оруденения и некоторые другие), характерные для контактово-метасоматических месторождений или групп других районов Алтае-Саянской области, в полной мере свойственны магнетиту Инского и Белорецкого месторождений.

Таким образом, особенности поведения элементов-примесей в магнетите рассматриваемых горноалтайских месторождений, с одной стороны, подтверждают их контактово-метасоматическое происхождение, с другой, — указывают на генетическую связь железооруденения с базальтоидной магмой или продуктами ее дифференциации.

По имеющимся в настоящее время данным, основная масса магнетитовых руд рассматриваемых контактово-метасоматических месторождений образовалась в одну главную стадию минерализации. Приведенные данные по элементам-примесям, по существу, и относятся к магнетиту этой стадии. Магнетит более молодых генераций, выявленный в ряде месторождений, в общем балансе руд, как правило, имеет исключительно подчиненное значение. Поэтому на данном этапе исследований мы специально не занимались выяснением особенностей распределения элементов-примесей в магнетите разных генераций. В литературе имеются указания, что магнетит более молодых генераций содержит меньше примесей (Овчинников, 1960). Имеющиеся в нашем распоряжении анализы магнетита разных генераций для ряда элементов (титан, ванадий, алюминий) подтверждают справедливость этого положения. Особенно четко выделяется по этому признаку мушкетовит. Приведем несколько примеров. Магнетит наиболее поздней генерации Анзасского месторождения, изредка встречающийся в пределах молодых зон смятия в виде совершенно правильных октаэдров, содержит TiO_2 примерно в три раза, V_2O_5 — в четыре раза, Cr_2O_3 — в полтора раза меньше среднего содержания этих компонентов в магнетите руд в целом по месторождению (приложение I, табл. 1, обр. 151). Пониженное содержание двуокиси титана свойственно магнетиту из апатит-магнетитовых жил Таятского месторождения, относящихся, по Д. В. Калинину (1962), к более поздним по сравнению с магнетитом образованиям слагающим основную массу руд (приложение I, табл. 4). Большой частотой в отношении ряда элементов-примесей (титан, ванадий, хром) по сравнению с ранее отложившимся рудообразующим магнетитом постоянно характеризуется мушкетовит (месторождения Ирбинское, Рудный Каскад, Абагасское и другие).

О происхождении титаномагнетитовых руд в габброидных массивах. В последнее время Д. С. Штейнберг (1955) и В. Г. Фоминых (Штейнберг, Фоминых, 1962) на примере железорудных месторождений Урала развивают идеи об отсутствии границы между магматическими и контактово-метасоматическими месторождениями. Магматические, в том числе титаномагнетитовые месторождения в габбровых массивах, и типичные контактово-метасоматические месторождения рассматриваются как члены единого ряда метасоматических желе-

зородных месторождений. Для доказательства этих выводов Д. С. Штейнберг широко использует данные о содержании и распределении элементов-примесей в магнетитах, особенно важнейших из них — титана и ванадия. В связи с этим представляет интерес сопоставить имеющиеся у нас данные по элементам-примесям в магнетитах контактово-метасоматических месторождений, с одной стороны, и в магнетитах некоторых магматических месторождений Алтае-Саянской области, — с другой.

В приложении III, табл. 4 приведены содержания важнейших элементов-примесей в титаномagnetитах из рудного габбро массивов Харловского (северо-западная часть Алтая) и Б. Культайга в Горной Шории. Последний относится к так называемому патынско-культайгинскому интрузивному комплексу габбро-сиенитов. В этот комплекс также входят многие другие массивы центрального типа, в том числе известный Патынский титаносный габбровый массив.

Для внутренней структуры Культайгинского и Харловского интрузивов характерна первичная расслоенность (стратификация), в первом случае с моноклинальным залеганием слоев, во втором — с образованием типичной синклинальной мульды (см. рис. 120).

Простое сравнение цифр, приведенных в табл. 4 (приложение III), с данными по содержанию элементов-примесей в магнетите собственно контактово-метасоматических месторождений Алтае-Саянской области свидетельствует об отсутствии постепенных взаимопереходов в химическом составе между этими двумя типами магнетитов. Действительно, среднее содержание двуокиси титана в наиболее богатых этим компонентом магнетитах контактово-метасоматических месторождений (Краснокаменная группа, Таятское, Инское) в 14—20 раз меньше, чем в магнетите из рудного габбро Харловского (7,24% TiO_2 — среднее из 6 анализов) и Культайгинского (7,47% TiO_2 — среднее из 3 анализов) месторождений. Более того, содержание двуокиси титана ни в одной из проб магнетита из разных групп месторождений (их было проанализировано свыше 200) не достигает 1%, в то время как в титаномagnetите магматических месторождений количество двуокиси титана не опускается ниже 4%. Другими словами, состав магнетита контактово-метасоматических месторождений не только не перекрывается с составом магнетита магматических месторождений, но между ними существует резкий разрыв.

Аналогичное положение можно констатировать и в отношении ванадия. Максимальные содержания этого элемента (0,13% V_2O_5) свойственны магнетиту Анзасского и Хайлеольского месторождений. В магнетите всех остальных месторождений количество V_2O_5 находится в пределах сотых и тысячных долей процента (см. табл. 33). В магнетите рудного габбро Харловского массива среднее содержание V_2O_5 составляет 0,47% (при колебаниях от 0,24 до 0,64%), в магнетите Культайгинского массива — 0,26%.

Однако магнетит, например, Анзасского месторождения вряд ли можно рассматривать в качестве «переходного» к титаномagnetитам рассматриваемых здесь габбровых массивов. Достаточно указать, что магнетиты руд Анзасского месторождения среди других контактово-метасоматических месторождений характеризуются не максимальным, а умеренным содержанием титана (всего 0,19% TiO_2 — среднее из 28 определений), при этом, как уже отмечалось выше, пробы магнетита с наивысшим содержанием V_2O_5 вовсе не характеризуются максимальным содержанием титана.

Следует отметить, что магнетитовое оруденение Анзасского месторождения располагается внутри габбрового интрузива, однако по минералогическому составу руд, взаимоотношению рудообразующего магнетита с сопровождающими минералами, характеру околорудных измене-

ний (исключительно интенсивное проявление процессов альбитизации, скаполитизации и амфиболитизации) и другим признакам не имеет ничего общего с титаномagnetитовым оруденением магматического типа.

Слишком мало анализов, чтобы уверенно судить об общих закономерностях распределения элементов-примесей в титаномagnetитовых рудах. Имеющиеся данные указывают на значительно большую выдержанность состава magnetита рудного габбро Харловского и Культайгинского мас-

Т а б л и ц а 34

Содержание элементов-примесей в титаномagnetите Харловского массива
(в вес.%)

№ пробы	TiO ₂	Al ₂ O ₃	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	MnO	MgO	Zn	Co	Ni	Pb	Sn
402	11,47	5,27	0,54	0,37	0,50	1,84	0,106	0,008	0,02	0,0003	0,0005
417	8,35	5,04	0,48	0,07	0,45	1,03	—	—	—	—	—
429	6,82	3,66	0,66	0,03	0,27	1,20	0,054	0,002	0,0003	He обн.	0,0003
439	6,26	2,61	0,24	0,03	0,35	1,54	—	—	—	—	—

П р и м е ч а н и е. Определение содержания TiO₂, Al₂O₃, V₂O₅, Cr₂O₃, MnO, MgO и Zn выполнено спомощью химических анализов; Co, Ni, Pb, Sn — с помощью спектральных анализов. Полные химические анализы всех образцов титаномagnetита Харловского Культайгинского массивов приведены в табл. 4, приложение III.

сивов по сравнению с magnetитом контактово-метасоматических месторождений, особенно тех, которые располагаются в непосредственном контакте с материнским интрузивом или внутри него. Так, содержание V₂O₅ в magnetите рудного габбро Харловского массива не опускается ниже 0,24% при максимальном его содержании 0,66%, а колебания MnO происходят еще в более узких пределах (0,15—0,50%).

Как уже упоминалось, Харловский массив представляет собой рас-слоенное магматическое тело. От центра массива (в плане) в глубину и в стороны по направлению к контактам с вмещающими породами наблюдается чередование слоев разного состава (в отношении темноцветных минералов и вкрапленности титаномagnetита и ильменита) и отчасти структуры. В табл. 34 приведены содержания элементов-примесей в серии проб титаномagnetита, отобранных из керна разведочных скважин с таким расчетом, чтобы проследить возможные изменения в химическом

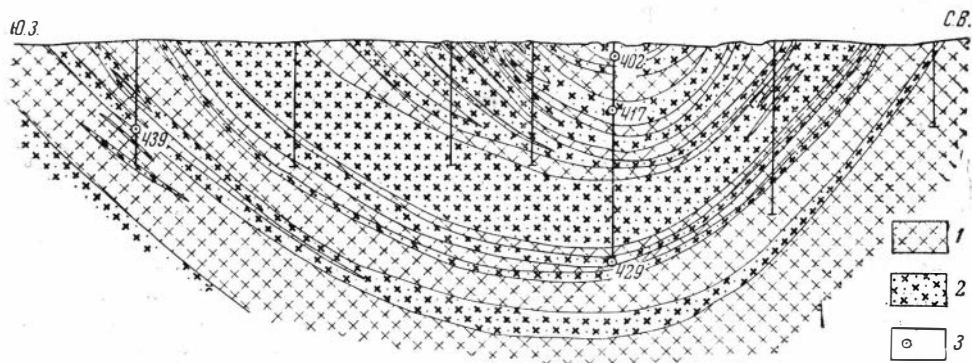


Рис. 120. Схематический геологический разрез Харловского габбрового массива (по данным ГРП Западно-Сибирского геологического управления)

1 — габбро; 2 — рудное габбро; 3 — места взятия проб для выделения титаномagnetита

составе в магнетите при переходе от верхних частей массива к придонным. В таблице химические анализы проб магнетитов расположены в этой же последовательности (сверху вниз). Место взятия образцов рудного габбро, из которых выделялся магнетит, указано также и на приведенном здесь геологическом разрезе Харловского массива (рис. 120).

Выявилась закономерность в поведении элементов-примесей в магнетите, которая необъяснима с позиции матасоматического происхождения титаномagnetитового оруденения, а именно: при переходе к нижним горизонтам сложнодифференцированного габбрового массива в составе титаномagnetита закономерно понижается содержание таких элементов-примесей, как титан, марганец и хром. По данным спектральных анализов, магнетит из верхних горизонтов (обр. 402) более обогащен кобальтом, никелем и другими элементами, чем магнетит из рудного габбро нижележащих слоев (обр. 429).

Повышенные концентрации элементов-примесей в магнетите верхних горизонтов рудного габбро, очевидно, обусловлены неравномерным распределением летучих компонентов в массе остывающего расплава. При этом, как это было подмечено И. М. Волоховым и В. М. Ивановым на примере изучения Лысогорского габбро-пироксенит-перидотитового массива, на распределение летучих определенное влияние оказывают формы магматических камер. «При воронкообразной форме камеры (как это имеет место в нашем случае. — В. В.) объем ее апикальной части больше объема придонной и, следовательно, в апикальной части, т. е. в области пониженного давления, при одном и том же барическом градиенте должно накапливаться большее количество летучих» (Волохов, Иванов, 1961). Поскольку от содержания летучих в магме зависит температура ее кристаллизации, в таких случаях вполне обоснованно допускается, что кристаллизация начинается с наиболее «осушенных» придонных частей и заканчивается в верхней, наиболее обогащенной летучими и одновременно рудными компонентами части магматической камеры. Выделение магнетита в верхних горизонтах интрузива с максимальной концентрацией в нем элементов-примесей (титана, марганца, хрома, кобальта и других) и связано с обогащенностью летучими и одновременно рудными компонентами «остаточных» порций магмы.

Отмеченная закономерность в распределении элементов-примесей в титаномagnetите Харловского габброидного массива, по существу, подтверждает «фузивную» теорию происхождения титаномagnetитовых руд А. Н. Заварицкого (1937), по которой рудные вещества накапливаются в последнем остатке кристаллизующейся магмы.

Наметившиеся особенности поведения элементов-примесей в магнетите Харловского массива, безусловно, не являются универсальными, тем не менее они заслуживают внимания. Приведенный пример убеждает нас в необходимости изучения элементов-примесей вообще и в магнетите в частности не только с целью выяснения эволюции магматических процессов, приведших к образованию сложнодифференцированных или своего рода ритмически расслоенных титаносных габброидных массивов, но и для решения ряда других общих вопросов магматизма.

Небезынтересно сопоставить некоторые данные о возрасте рассматриваемых двух генетических типов железорудных месторождений. Так, культайгинский интрузивный комплекс до недавнего времени многие исследователи принимали за девонский, связывая его с нижедевонским вулканизмом окраин Минусинской впадины. Однако сейчас появились данные, свидетельствующие о более древнем, додевонском возрасте этого комплекса. По Г. В. Полякову (1962), абсолютный возраст пород последнего находится в пределах 411—438 млн. лет. Эти цифры абсолютного возраста были получены по биотиту из сиенито-диоритового

массива г. М. Культайга в лабораториях геологии докембрия АН СССР и ВСЕГЕИ. По тому же автору, массивы культайгинского интрузивного комплекса приурочены не столько к окраине Минусинского прогиба, сколько к более древним антиклинальным структурам, ориентированным в северо-восточном направлении согласно господствующим структурам кембрия. Эти структуры отчетливо прерываются Балыксинским девонским грабеном. Возраст железоносных сиенитовых интрузивов и генетически с ними связанных контактово-метасоматических железорудных месторождений окраин Минусинской впадины, как уже отмечалось в главе 2, — девонский.

Таким образом, представления о генетическом единстве обычных контактово-метасоматических магнетитовых месторождений и месторождений титаномагнетитовых руд в габбровых массивах (магматический тип) не подтверждаются фактическими данными по железорудным месторождениям Алтае-Саянской области.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ГЕНЕТИЧЕСКОЙ СВЯЗИ ЖЕЛЕЗНОГО ОРУДЕНЕНИЯ С ИНТРУЗИЯМИ И НЕКОТОРЫЕ ДРУГИЕ ВОПРОСЫ ТЕОРИИ РУДООБРАЗОВАНИЯ

Выяснение генетической связи послемагматических рудных проявлений с магматическими комплексами — один из сложных и актуальных вопросов рудогенезиса. Его теоретическое и одновременно большое практическое значение очевидно.

До недавнего времени происхождение железорудных месторождений Алтае-Саянской области обычно связывали с теми интрузивами, непосредственно к контакту или контактовым зонам которых они приурочены. Как показали детальные исследования, пространственная приуроченность железорудных месторождений к магматическим телам не всегда обусловлена их генетической связью. Приведем несколько примеров. Месторождения Кондомской группы тесно ассоциируют с гранитоидами Мустаг-Сарлыкского плутона, располагаясь в отдельных случаях в непосредственном контакте с последними (Шерегешевское месторождение). Однако представления о генетической связи железного оруденения с этим интрузивом, как уже отмечалось выше, оказались ошибочными. Аналогичная история с горноалтайскими месторождениями, в частности, с наиболее крупными из них — Белорецким и Инским. На основании пространственной приуроченности этих месторождений к контактовому ореолу Тигерекского гранитного массива последний до недавнего времени большинство исследователей рассматривало в качестве материнского по отношению к этим месторождениям. Этого мнения отдельные исследователи придерживаются до сих пор, не утруждая себя анализом доказательств такой генетической связи. В действительности Тигерекская гранитная интрузия не повинна в формировании Белорецкого и Инского месторождений. Этот вывод, сделанный нами в 1959 г., в настоящее время подтвержден новейшими данными других исследователей (Попов, Никольская, Залепугин, 1962; Доронин, 1963), так же, как и результатами разведочных работ Инской ГРП. Существуют различные мнения в отношении материнской интрузии для месторождений Краснокаменской группы и ряда других.

Применительно к месторождениям Алтае-Саянской области очень важно выявить закономерную связь железорудных месторождений с формационными комплексами интрузивных пород, ибо генетические особенности железозоносных интрузий определенно влияют на масштабы железоруднения, на тип руд и особенно окolorудных метасоматитов. На необходимость рассмотрения железного оруденения в связи с опре-

деленными формационными типами интрузивных комплексов в последнее время обращали внимание ряд исследователей.

Следует отметить, что для выяснения генетического типа интрузивных пород вообще и гранитоидных в частности давно используется метод сравнительного изучения их петрохимических особенностей. Так, П. И. Лебедев (1945) установил, что петрохимически гранитоиды северных предгорий Алтая (Чарышско-Катунское междуречье) в отличие от гранитоидов железорудных районов Кузнецкого Алатау характеризуются: отсутствием никеля и кобальта и присутствием ничтожных следов хрома или полным его отсутствием; определенным присутствием олова и вольфрама при отсутствии следов молибдена; меньшим содержанием титана. На основании этих признаков автор пришел к заключению, что «граниты эти, для которых характерно отсутствие следов контаминации с производными основных пород (в противоположность горношорским гранитоидам), могут быть по петрохимической характеристике отнесены к производным «чистого гранитного типа» и считаться потенциально содержащими редкие металлы» (Лебедев, 1945; стр. 367).

Ю. А. Кузнецовым (1955) некоторые петрохимические особенности сиенитов были предложены для различия β -сиенитов (производных базальтовой магмы) от γ -сиенитов (производных гранитной магмы).

При выяснении в Кондомском районе материнской по отношению к магнетитовому оруденению интрузии, с одной стороны, и возрастных и генетических взаимоотношений между сиенитами и гранитами, с другой,— П. И. Лебедев (1934), Н. Г. Сумин (1953), В. А. Вахрушев (1959), В. И. Каминская (1963) также успешно использовали данные сравнительного петрохимического изучения интрузивных образований этого района. В настоящее время этот метод в целях формационного расчленения железозоносных магматических комплексов юга Красноярского края, как уже отмечалось выше, широко применяется Г. В. Поляковым (1962) и другими исследователями.

Для выявления генетической связи между железорудными месторождениями и интрузивными горными породами, с одной стороны, и различными петрографическими типами пород, имеющими общий источник, с другой,— нами были применены минералого-геохимические критерии. Возможность применения таких критериев обусловлена существованием унаследованности минералого-геохимических свойств первичного магматического очага всеми его магматическими и послемагматическими образованиями. Одним из критериев при решении поставленных задач, в том числе генетического расчленения интрузивных пород, служат особенности распределения элементов-примесей в магнетите.

ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ АКЦЕССОРНОГО МАГНЕТИТА КАК ГЕОХИМИЧЕСКИЙ КРИТЕРИЙ ДЛЯ ГЕНЕТИЧЕСКОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ ГРАНИТОИДОВ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ

Среди гранитоидов Алтае-Саянской области могут быть выделены две основных генетически отличных ряда: 1) ряд батолитовых гранитоидных формаций, по Ю. А. Кузнецову (1961) и 2) гранитоиды ряда вулканических эффузивно-интрузивных формаций, по тому же автору. В последнем случае так или иначе допускается генетическая связь гранитоидов с исходной базальтовой магмой. О генетических связях рассматриваемых здесь вулканогенных эффузивно-интрузивных формаций с базальтоидной магмой говорит набор типов пород в них, а также наличие комплекса элементов-примесей, специфических для основных пород.

Ранее нами было показано, что для формационного расчленения гранитоидов Алтае-Саянской области с успехом может быть использован акцессорный магнетит, особенности химического состава которого явля-

ются своего рода индикатором исходного материала, за счет которого образовались магматические комплексы.

Следует отметить, что акцессорный магнетит (титаномагнетит) недавно был использован для генетического расчленения гранитоидов Урала (Штейнберг и Фоминых, 1961; Знаменский, Фоминых, 1962).

Для исследования акцессорного магнетита были взяты гранитоиды габбро-сиенитовой, диорит-гранодиоритовой формаций, сформировавшихся в геосинклинальных условиях преимущественно салаирского и каледонского тектоно-магматических циклов и относящиеся к ряду вулканогенных эффузивно-интрузивных формаций, по Ю. А. Кузнецову (1961). Таковы сиениты и кварцевые сиениты Кондомского района Горной Шории, сиениты, монзониты, диориты и габбро-диориты Тейской и Ампалыкской групп месторождений в Кузнецком Алатау, сиениты, граносиениты, диориты ирбинско-краснокаменской интрузии, исключительно пестрый по составу комплекс интрузивных пород Таят-Табратского района в западной части Восточных Саян и гранитоиды некоторых других массивов.

Для исследования гранитоидов интрузий батолитового типа взяты герцинские граниты и их производные — кварцевые диориты, диориты Горного Алтая (Тигерекский, Усть-Беловский, Синюшинский массивы), Горной Шории (Мустаский массив), а также гранитоиды некоторых интрузивных комплексов Кузнецкого Алатау, в том числе мартайгинского (Ольгинско-Ампалыкский массив), улень-туимского (район Батеневского края).

Не во всех случаях однозначно решен вопрос о формационном типе и принадлежности отдельных гранитоидных массивов к тому или иному интрузивному комплексу. Это, в частности, относится к Канзыбинскому массиву, находящемуся в районе Краснокаменской группы месторождений (Восточный Саян). Одни авторы породы этого интрузива объединяют в один комплекс с субщелочными породами г. Красный Камень, другие — относят к ольховско-чибижекскому комплексу, развитому в том же районе. Не вполне ясен и формационный тип не только Канзыбинского массива, но, как уже отмечалось в главе I, и ольховско-чибижекского интрузивного комплекса в целом. В связи с этим гранитоиды Канзыбинского массива условно выделены в самостоятельную группу, не предвещая окончательного вопроса о принадлежности их к той или иной магматической формации. Однако, судя по приведенным в табл. 35 цифровым данным, особенно по содержанию в акцессорном магнетите титана и ряда других элементов-примесей (за исключением ванадия), породы, слагающие Канзыбинский массив, должны быть отнесены к ряду батолитовых гранитоидных формаций. Химические анализы отдельных проб магнетита из гранитоидов этого интрузива сведены в приложении III, табл. 3. Там же приведены анализы нескольких проб акцессорного магнетита из пород других массивов, обычно объединяемых в ольховско-чибижекский интрузивный комплекс.

Для сравнения изучен титаномагнетит габбро Харловского (северо-западная часть Алтая) и Культайгинского (Горная Шория) массивов. Оба массива титаноносного габбро представляют собой расслоенные магматические тела и, по-видимому, относятся к одному формационному типу.

В акцессорном магнетите с помощью химического анализа определялось содержание TiO_2 , V_2O_5 , Cr_2O_3 , MnO ; а Co, Ni, Sn, Ge и других элементов-примесей — спектрографически (за исключением контрольных химических анализов). В приложении III (табл. 1, 2 и 3) сведены химические анализы всех проб магнетита, выделенных из отмеченных трех типов интрузивных пород. Средние содержания элементов-примесей в акцессорном магнетите и пределы их колебаний видны из табл. 35.

Средние содержания элементов-примесей в акцессорном магнетите интрузивных пород
Алтае-Саянской области
(в вес. %)

Тип интрузии	Число анализов	TiO ₂	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	MnO	Co	Ni	Pb
Габбро дифференциро- ванное (Харловский массив)	6	7,24	0,47	0,09	0,34	0,007	0,007	Не обн.
Габбро дифференцирован- ное (массив Б. Куль- тайга)	3	7,47	0,26	0,02	0,35	0,003	—	»
Гранитоиды габброидного ряда	21	2,54	0,31	0,12	0,49	0,003	0,017	0,012
Гранитоиды Канзыбин- ского массива (В. Саян)	5	1,01	0,29	0,028	0,16	0,0004	0,0005	0,018
Гранитоиды интрузий ба- толитового типа	19	0,61	0,13	0,07	0,26	0,001	0,002	0,018

Рассмотрим отличительные особенности акцессорного магнетита гранитоидов ряда эффузивно-интрузивных формаций.

1. Акцессорный магнетит гранитоидов этого ряда по сравнению с таковым гранитоидов интрузии батолитового типа характеризуется резко повышенным содержанием элементов семейства железа — титана, ванадия, кобальта, никеля. Так, среднее содержание TiO₂ в магнетите первого типа в 4; V₂O₅ — в 2,4; Cr₂O₃ — в 1,7; Co — в 3,3; Ni — в 8 раз больше, чем в магнетите второго типа. С другой стороны, в акцессорном магнетите гранитоидных интрузивов батолитового типа в несколько большей степени проявлена тенденция к концентрации таких элементов, как свинец, германий и олово.

Эти отличия особенно резко проявляются при сопоставлении состава магнетита гранитоидов одного района, но принадлежащих к различным магматическим комплексам (формациям). Примером этого могут служить разновозрастные интрузивные образования Кондомского района в Горной Шории. Они представлены, с одной стороны, граносиенитовой интрузией, с которой генетически связаны все известные в районе контактово-метасоматические железорудные месторождения, с другой, — послерудными (в отношении железоруднения) гранитами Мустагского плутона. В акцессорном магнетите граносиенитов содержание TiO₂ колеблется от 2,85 до 3,90 вес. % (среднее из трех определений — 3,28), MnO — от 0,61 до 1,08 (среднее — 0,83) вес. %, в то время как в магнетите послерудных гранитов содержание TiO₂ изменяется от 0,32 до 0,69 (среднее из четырех определений — 0,44), MnO — от 0,33 до 0,40 (среднее 0,36) вес. %.

Унаследованность магнетитом черт родоначальной магмы отчетливо выявилась при изучении продуктивного в отношении железоруднения комплекса интрузивных пород Таят-Табратского района. Этот интрузивный комплекс, парагенетически тесно связанный с основными эффузивами и представленный разнообразными по составу породами (от габбро и габбро-диоритов до кварцевых диоритов и плагиогранитов), — типичный пример габбро-диорит-гранодиоритовой формации, по классификации Ю. А. Кузнецова (1961). В целом отмеченный здесь эффузивно-интрузивный комплекс района генетически связан с базальтоидной магмой.

Акцессорный магнетит интрузивных пород описываемого комплекса, в том числе кислых разностей (кварцевых диоритов, граносиенитов

и т. п.), характеризуется повышенным содержанием титана (1,99% TiO_2 — среднее из 8 определений), хрома (0,133% Cr_2O_3) и ванадия (0,304% V_2O_5). Обогащен титаном, ванадием и марганцем магнетит граносиенитов и плагиогранитов ирбинско-краснокаменского интрузивного комплекса.

В целом по содержанию главных элементов-примесей в акцессорном магнетите рассматриваемые гранитоиды ряда эффузивно-интрузивных формаций занимают промежуточное положение между гранитоидами

интрузий батолитового типа и породами типичных титаносодержащих габброидных интрузий.

2. Второй, не менее важной особенностью акцессорного магнетита рассматриваемых гранитоидов является **исключительно** резко выраженное **непостоянство** его состава в отношении главных элементов-примесей. В связи с этим цифры средних содержаний для титана, ванадия, марганца и хрома, приведенные в табл. 34, при данном количестве анализов имеют условное значение.

Это замечание не относится к таким рассеянным элемен-

там, как германий и цинк, для которых характерно нормальное распределение.

В акцессорном магнетите гранитоидов батолитовых формаций, судя также по ограниченному числу анализов, распределение приближается к нормальному не только для германия и цинка, но и для таких ведущих элементов-примесей, как титан, марганец. Это отчасти видно из приведенных для TiO_2 и V_2O_5 графиков распределения их в акцессорном магнетите всех отмеченных выше трех типов интрузивных пород (см. рис. 121 и 122).

Графики имеют сложный многовершинный характер. Для обоих случаев пики в правой части графиков соответствуют акцессорному магнетиту гранитов батолитового типа, в крайней левой — магнетиту дифференцированных габбровых интрузий. Большой промежуточный интервал между этими пиками относится преимущественно к пробам магнетита гранитоидов эффузивно-интрузивных формаций. Для большинства элементов-примесей этого магнетита характерен разброс цифр в сторону больших содержаний по сравнению с магнетитом интрузий батолитового типа. Нередко по содержанию титана (до 6,8% TiO_2) этот магнетит приближается к магнетиту Харловского и Культайгинского габбровых массивов, а по количеству ванадия в отдельных случаях он даже богаче, чем магнетит последних (до 1,10% V_2O_5). Характерно также отсутствие корреляционной зависимости между титаном и ванадием в магнетитах этого типа.

3. В магнетитах гранитоидов описываемого генетического ряда наряду с элементами семейства железа (марганец, титан, ванадий, кобальт и никель) нередко отмечается, хотя и в меньшем количестве, чем в магнетите гранитоидов — производных гранитной магмы, присутствие таких элементов, как свинец, молибден, олово и другие. Эта ассоциация элементов-примесей, характеризующаяся сочетанием элементов семейства железа и элементов, специфических для пород собственно гранитных формаций, вполне закономерна, если принять во внимание, что описываемые гранитоиды имеют базальтоидное происхождение и формирование

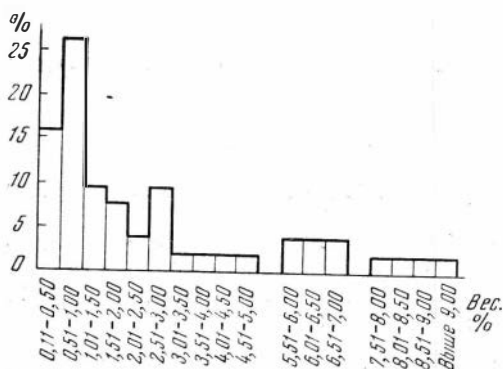


Рис. 121. График распределения TiO_2 в акцессорном магнетите интрузивных пород

их происходило в пределах верхней осадочно-метаморфической (сиалической) оболочки земной коры с проявлением в широких масштабах ассимиляции базальтовой магмой вещества последней.

Отметим также, что в некоторых пробах аксессуарного магнетита гранитоидов гранитного ряда (Сарлык-Мустагский, Улень-Туимский, Синюшинский массивы) спектрографически фиксируется цирконий, иттрий, иттербий, иногда ниобий, в то время как в магнетите гранитоидов габброидного ряда и в магнетите (титаномагнетите) собственно дифференцированных габброидных массивов эти элементы ни в одном случае не были обнаружены. В литературе также имеются указания на присутствие в магнетите интрузивных пород циркония и некоторых редкоземельных элементов (Туровский, 1953; Амшинский, 1964 и др.), хотя форма их нахождения совершенно неясна.

Таким образом, отчетливо выявились отличия в химическом составе магнетита гранитоидов батолитового типа, с одной стороны, и магнетита интрузивных пород, относящихся по классификации Ю. А. Кузнецова (1961) к ряду вулканогенных эффузивно-интрузивных формаций, — с другой.

Указанные различия могут быть объяснены типом родоначальной магмы: в одном случае — гранитной, в другом — базальтоидной, обогащенной элементами семейства железа. Немалое значение, по-видимому, имеет и способ образования рассматриваемых здесь гранитоидов. Как известно, среди магматических гранитоидов выделяют два типа: гранитоиды, возникшие при кристаллизации интродуцированной с глубины магмы, и гранитоиды, образовавшиеся на месте путем магматического замещения, по схеме Д. С. Коржинского (1952), или местного переплавления, по схеме Ф. Н. Шахова (1956). Большая роль процессам магматического замещения или переплавления обычно отводится при формировании в пределах верхней сиалической оболочки земной коры гранитных интрузий батолитового типа.

Формирование магматических комплексов, выделенных под названием эффузивно-интрузивных формаций, происходило при иных и значительно более разнообразных условиях. Судя по составу и приуроченности формаций этого ряда к зонам глубинных разломов, первичные магматические очаги находились на большой глубине, имея, вероятно, непосредственную связь с базальтовой оболочкой. Как известно, интрузивные комплексы этого формационного ряда многофазны, причем в составе ранних фаз внедрения преобладают основные разновидности пород (габбро, габбродиориты), в составе поздних — более кислые (гранодиориты, граниты). При этом допускается возможность постепенного перемещения магматических очагов из собственно базальтового слоя в осадочно-метаморфический (Ю. А. Кузнецов, 1962 и др.). Естественно, что перемещение так или иначе сопровождается смещением собственно базальтовой магмы с веществом осадочно-метаморфической оболочки. По-видимому, этим обстоятельством в основном и определяется, во-первых, пестрый петрографический состав магматических комплексов, во-вторых, специфическая в количественном и качественном отношениях ассоциация элементов-примесей вообще и элементов-примесей в аксессуарном магнетите в частности. В последнем случае, как показано выше, эта ассоциация

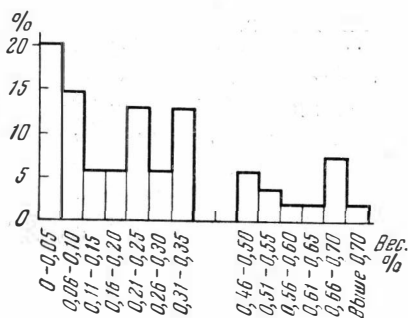


Рис. 122. График распределения Y_2O_5 в аксессуарном магнетите интрузивных пород

характеризуется сочетанием элементов семейства железа (титан, ванадий, марганец, кобальт) с элементами специфическими для собственно гранитных магм (свинец, олово и некоторые другие).

В целом непостоянство химического состава акцессорного магнетита как в количественном, так и в качественном отношении представляет собой одну из характерных особенностей гранитоидов эффузивно-интрузивных формаций, отражая закономерный процесс эволюции магматических очагов.

Было проведено определение германия в 115 пробах акцессорного магнетита, в том числе из гранитов Горного Алтая (Тигерекский, Усть-Беловский, Синюшинский массивы), Горной Шории (Мустагский массив), Кузнецкого Алатау (Ольгинско-Ампалыкский, Улень-Туимский массивы), Саян, Забайкалья (массивы Цыган-Олуй и Кондуй), из сиенитов и диоритов Горной Шории, Кузнецкого Алатау, Саян, а также из основных, преимущественно габбровых пород различных районов Советского Союза.

Определение содержания германия проводили с помощью спектрографического и химического (колориметрического с применением фенилфлуорона) анализов. Количественный спектральный анализ выполнен Н. В. Арнаутовым по специально разработанной им методике (Арнаутов, 1959). Эта методика определения малых (в основном десятитысячных долей процента) содержаний германия в магнетитах основывается на использовании эффекта фракционного испарения германия из кратера нижнего угольного электрода в начальный период горения дуги переменного тока. При выборе соответствующих условий работы этот метод дает высокую чувствительность, достаточную точность и возможность вести определение из малых навесок (20—30 мг). Германий в магнетитах оценивался по эталонам, приготовленным на не содержащих этот элемент пробах магнетита.

Для получения спектров использовали кварцевый спектрограф средней дисперсии и дифракционный спектрограф ДФС-13 с решеткой 600 штрихов на мм. Использование спектрографа ДФС-13 с линейной дисперсией 4 Å/мм позволило не только исключить полностью помехи за счет наложения слабых линий железа на линии германия, но и повысить чувствительность определения до 0,0001% из навесок 20—30 мг. Время экспозиции сжигания пробы 30 сек при токе 8—9 а для кварцевого спектрографа и 12 а для ДФС-13. Вычисление содержания германия в анализируемых пробах проводили по методу трех эталонов по графику зависимости разности почернений аналитической пары линия германия — фон от логарифма процентного содержания германия в соответствующих эталонных порошках.

Количественное определение германия проводили по аналитическим линиям: при низких концентрациях — по линии 2651,18 Å и 3039 Å при использовании ДФС-13; при высоких концентрациях — по линии 2691,34 Å. При анализе магнетитов предпочтительнее пользоваться линией 2651,18 Å.

В тех случаях, когда содержание германия составляет менее 0,0002%, каждый анализируемый спектр получается фотографированием на одно место пластинки спектров двух навесок. Это позволяет продвинуться в область весьма малых концентраций германия и увеличить точность их определения. Относительная ошибка количественного спектрального анализа находится в пределах ± 10 —15%.

Химические анализы на германий выполнены в химико-аналитических лабораториях различных учреждений. Сходимость результатов химических анализов с данными количественного спектрографического определения оказалась **хорошей**.

Результаты анализа на германий акцессорного магнетита интрузив-

**Содержание германия в акцессорном магнетите некоторых
типов интрузивных пород
(в вес.%)**

Порода	Число образцов	Среднее содержание
Граниты	71	0,00030
в том числе из гранитов:		
Горного Алтая . . .	8	0,00031
Горной Шории . . .	8	0,00036
Забайкалья	48	0,00027
Сиениты, гранозие- ниты	12	0,00024
Диориты, кварцевые . . диориты и т. п. . . .	15	0,00011
Габбро, габбро-диабазы, габбро-диориты и т. п.	17	0,00006

П р и м е ч а н и е. Материал для исследования германие-ности акцессорного магнетита из гранитов Забайкалья в распоряжение автора был предоставлен Н. С. Вартановой.

ных пород сведены в табл. 36. Из рассмотрения этой таблицы можно заметить, что содержание германия в магнетите уменьшается по мере перехода от пород гранитного (и щелочного) ряда к породам основного (габброидного) состава.

В акцессорном магнетите из гранитов германий фиксируется постоянно. В связи с этим отметим, что благодаря принятой методике количественного определения германия он установлен в количестве от 0,0002 до 0,0007% во всех образцах магнетита из гранитов Горного Алтая, в том числе и в магнетитах из гранитов Тигерекского и Усть-Беловского массивов, в которых, по данным В. В. Ляховича (1959), германий не содержится.

Интересно отметить, что содержание германия оказалось одинаковым в акцессорном магнетите как гранитов, так и тех гибридных пород (в том числе пород основного состава), которые генетически с ними связаны. Гибридные разности пород (независимо от их состава), генетически связанные с базальтоидной магмой, подобно магнетиту типичных габбровых пород, характеризуются минимальным содержанием германия. Эта закономерность, выведенная на ограниченном числе определений, требует подтверждения дополнительными фактическими данными. В связи с этим отметим, что, по данным Г. В. Пинуса (1961), акцессорный магнетит из нормальных калиевых гранитов среднепалеозойского интрузивного комплекса в Туве характеризуется повышенным содержанием германия, в то время как в магнетитах из пород тануольского комплекса, являющихся производными основной базальтоидной магмы, этот элемент не был обнаружен. Мысль о расчленении по содержанию в акцессорном магнетите германия сходных по составу, но отличаю-

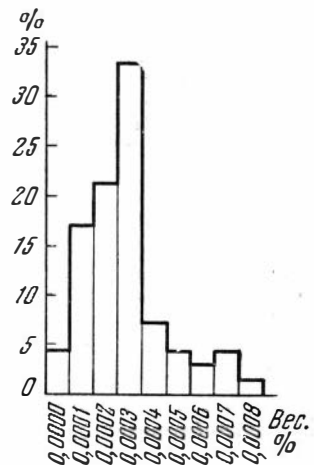


Рис. 123. График распределения германия в акцессорном магнетите гранитов

шихся типом родоначальной магмы пород заслуживает серьезного внимания.

Распределение германия в акцессорном магнетите равномерное. Например, коэффициент равномерности распределения (ρ_r) для магнетита гранитов оказался равным 0,73, т. е. значительно выше такового для магнетитов метаморфогенно-осадочного ($\rho_r = 0,6$) и контактово-метасоматического ($\rho_r = 0,52$) происхождения.

График распределения германия в магнетите гранитов, построенный по данным 71 анализа, приведен на рис. 123. График типичный одновершинный, симметричный. Цифра среднего содержания германия точно совпадает с модальным классом. Приведенные данные свидетельствуют о нормальном распределении германия в акцессорном магнетите и о надежности цифр средних содержаний, приведенных в табл. 36.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ В МАГНЕТИТЕ КАК ГЕОХИМИЧЕСКИЙ КРИТЕРИЙ ДЛЯ ВЫЯСНЕНИЯ ГЕНЕТИЧЕСКОЙ СВЯЗИ ОРУДЕНЕНИЯ С ИНТРУЗИВАМИ

Сопоставление химического состава рудообразующего магнетита с составом акцессорного магнетита тех интрузивов, с которыми связь ору-

днения наиболее вероятна, также приводит нас к выводу о существовании унаследованности свойств исходной магмы с послемагматическими рудными образованиями. Так, максимальные содержания марганца свойственны магнетиту граносиенитовых интрузий Кондомского и Тейского районов. Одновременно руды вообще и рудообразующий магнетит в частности из месторождений этих районов, как было показано в предыдущем разделе, также максимально обогащены марганцем. При уменьшении количества марганца в акцессорном магнетите материнских интрузивов, как правило, уменьшается содержание этого элемента в рудообразующем магнетите (см. рис. 124). Аналогичная взаимная связь наблюдается в отношении титана.

Из приведенного на рис. 124 графика отчетливо выявляется и вторая особенность в поведении марганца, титана и ряда других элементов-примесей, а именно: во всех без исключения случаях содержание их в магнетите месторождений

меньше, чем в магнетите интрузивов, материнских по отношению к этим месторождениям. Это положение должно быть понятно без каких-либо пояснений, если принять во внимание резко различный способ образования этих двух типов магнетитов (рудного и акцессорного).

Для сравнения сопоставим содержание этих элементов-примесей в акцессорном магнетите гранитов Тигерекского массива и в магнетите руд Инского месторождения. В магнетите Тигерекского интрузива содержание MnO составляет 0,10%, TiO_2 — 0,40%, в магнетите руд MnO — 0,11%, TiO_2 — 0,32%, т. е. содержания этих компонентов оказались примерно одинаковыми в обоих типах магнетита. Следует отметить, что при расчете цифр содержаний элементов-примесей в акцессорном магнетите

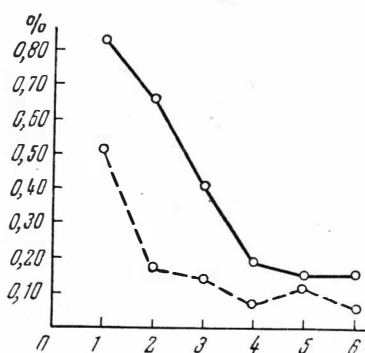


Рис. 124. Корреляция в содержании MnO в магнетите руд (пунктир) и в акцессорном магнетите интрузивов, генетически с которыми связано железооруднения (сплошная линия)

1 — Кондомская группа; 2 — Ампульская группа; 3 — Ирбинская группа; 4 — Таятское месторождение; 5 — Мульгинское месторождение; 6 — месторождение Самсон

учтены были и данные анализов магнетита гибридных диоритов, несколько обогащенных двуокисью титана за счет ассимиляции вмещающих пород, в том числе и скарново-рудных образований Инского месторождения.

Содержание двуокиси титана в магнетите нормальных гранитов Тигерекского массива равняется 0,25%, т. е. заметно меньше, чем в рудообразующем магнетите. Другими словами, отмеченная выше корреляция в отношении как марганца, так и титана в данном случае нарушается.

Приведем другой пример, указывающий на отсутствие корреляции типа, приведенного на рис. 124, в случае сравнения рудного магнетита с магнетитом интрузивов, не имеющих отношения к железоруденению. Это магнетит месторождений Кондомской группы и аксессуарный магнетит гранитов Сарлык-Мустагского плутона. Простое сопоставление цифр по титану и марганцу в этих магнетитах (приложение I, табл. 3 и приложение II, табл. 4) также указывает на отсутствие корреляции. Приведенные данные служат дополнительным аргументом, подтверждающим вывод об отсутствии генетической связи магнетитового руденения с отмеченными выше гранитными интрузиями.

ДРУГИЕ МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ГЕНЕТИЧЕСКОЙ СВЯЗИ ЖЕЛЕЗОРУДЕНЕНИЯ С МАГМАТИЧЕСКИМИ КОМПЛЕКСАМИ

Существование преемственности геохимических черт между материнскими интрузивами (или комплексами) и рудоносными образованиями можно проследить и на других минералах. Выше уже указывалось, что в пределах Кондомской группы не только магнетит, но и ряд других скарновых и апоскарновых минералов (гранаты, туллит, кальцит) содержат повышенные концентрации марганца, т. е. того элемента, которым заражены сиениты материнской по отношению к железоруденению интрузии.

Унаследованность свойств исходной магмы отчетливо прослеживается и на сульфидных минералах, в частности на наиболее распространенном из них — пирите. Так, кобальтоносность пирита при прочих равных условиях вполне закономерно повышается по мере перехода от месторождений, генетически связанных с гранитоидами гранитного ряда, к месторождениям, ассоциирующим с гранитоидами и особенно габброидами базальтоидного происхождения.

Пользуясь этим критерием, в отдельных месторождениях удалось выделить два типа пирита (а значит и две разновозрастных эпохи минерализации): один, генетически связанный в отношении общности магматического очага со скарново-магнетитовым процессом, и другой, наложенный со стороны послескарново-рудных гранитных интрузий батолитового типа. При этом пирит, генетически связанный с интрузиями нормальных биотитовых гранитов, во всех анализированных случаях содержит минимальные количества кобальта и никеля — элементов, не характерных для гранитной магмы.

О ПЕРВИЧНОМ ИСТОЧНИКЕ ЖЕЛЕЗА, ПРИЧИНАХ ЕГО ОТДЕЛЕНИЯ ОТ МАГМАТИЧЕСКОГО РАСПЛАВА И ФОРМАХ ПЕРЕНОСА РУДОНОСНЫМИ РАСТВОРАМИ

Исходя из генетического типа месторождений, мы, подобно большинству других исследователей, для железа предполагаем ювинильно-магматический источник. Тесная пространственная связь месторождений с интрузивными комплексами достаточно определенно свидетельствует об

этом. Вместе с тем железо и другие металлы в составе интрузивов и тех послемагматических образований, которые генетически с ними связаны, могут иметь двойное происхождение: а) глубинное, привнесенное из подкорового субстрата; б) за счет усвоения магмой рудного вещества, рассеянного в породах кровли с последующим обогащением им послемагматических растворов. Однако роль этих факторов в накоплении рудного вещества для различных интрузивных комплексов и месторождений далеко не одинакова.

В габброидных интрузивных комплексах, таких как анзасский в Западном Саяне, располагающихся внутри дизъюнктивнонарушенных зон типа глубинных разломов, рудное вещество в подавляющей массе имеет глубинное происхождение. При становлении этих интрузивных комплексов процессы магматического замещения и ассимиляции сколько-нибудь существенной роли не играют. Поэтому состав интрузивных комплексов от состава вмещающих пород не зависит, и наблюдающееся разнообразие петрографического состава пород, их слагающих, все исследователи объясняют процессами глубинной дифференциации и многофазностью их формирования. Отсюда вполне правомерно допустить и глубинное происхождение железа и других металлов в послемагматических растворах, давших начало образованию рудных тел, располагающихся в контактах или даже внутри интрузивов, материнских по отношению к рассматриваемому типу оруденения. Геохимические особенности руд — повышенные содержания ванадия, титана, кобальта, никеля и хрома, при отсутствии или резко пониженном содержании олова, вольфрама, свинца, т. е. металлов, характерных для магм иного состава и происхождения, — находятся в соответствии с приведенным выше положением. Справедливость его подтверждается также наличием геохимического родства (в отношении состава элементов-примесей) между рудообразующим магнетитом и аксессуарным магнетитом интрузивных пород.

Иная картина наблюдается при формировании интрузивных комплексов, относящихся к ряду батолитовых формаций, в частности к формации гранодиоритовых батолитов «пестрого» состава, в генетической связи с которой в пределах Алтае-Саянской области также встречаются железорудные месторождения. Как уже отмечалось выше, при образовании гранитоидных интрузий батолитового типа большая роль отводится процессам магматического замещения и ассимиляции вмещающих толщ магмой, чем и обусловлен «пестрый» состав интрузивов, особенно в их краевых частях. При этом естественно происходит и усвоение рудного вещества, в том числе и железа, рассеянного в осадочных или эффузивно-осадочных породах, с возможным последующим обогащением им магматических эманаций и гидротермальных растворов. Кроме того, необходимо иметь в виду, что, согласно существующим представлениям в отношении происхождения гранитоидных батолитовых формаций, очаги магмообразования располагаются очень высоко, полностью внутри осадочно-метаморфической оболочки земной коры, причем обширные объемы последней переходят в пластическое состояние (Ю. А. Кузнецов, 1961). В этих условиях, естественно, связь с базальтовой оболочкой утрачивается, что наряду с широким развитием процессов ассимиляции на месте формирования самих интрузивов и обуславливает металлогеническую специализацию этих магм и продуктов их кристаллизации. Применительно к Алтае-Саянской железорудной провинции такого рода металлогеническая специализация формации гранитоидных батолитов «пестрого» состава проявляется, в частности, в образовании в генетической связи с интрузивами этой формации как собственно железорудных месторождений, так и месторождений руд цветных и редких металлов (Туйм-Карышская и Чебаковская группы в Хакасии, ассоциирующие с Улень-Туймским гранитоидным плутоном).

Кроме того, магнетитовые руды, как это было показано в предыдущих разделах работы, обычно характеризуются резко пониженным содержанием элементов семейства железа (титан, ванадий, кобальт, никель, хром), которые характерны для магм базальтоидного происхождения. Здесь мы не касаемся формации батолитовых биотитовых гранитов, где такого рода металлогеническая специализация проявляется еще более резко.

С процессами ассимиляции многие исследователи связывают отделение железа и сопутствующих ему металлов от расплава в самостоятельную фазу, обеспечивающую в дальнейшем его вынос и образование руд. Так, А. Н. Заварицкий (1927), касаясь происхождения месторождений гор Высокой и Благодати, предполагал, что руды выделились в результате взаимодействия между известняком и сиенитовой магмой, рассматривая это отделение как особого рода ликвацию. М. А. Усов (1933) формирование скарново-железорудных месторождений Западной Сибири среди существенно силикатных толщ рассматривал в связи с глубинной ассимиляцией магмой известняков. Возможность влияния процессов ассимиляции пород кровли (особенно известняков) остывающими интрузивными телами на отделение рудоносных растворов в дальнейшем допускали и многие другие авторы. Эти представления в известной мере были подтверждены экспериментальными работами, показавшими «принципиальную возможность не только обособления рудного вещества при процессах ассимиляции, но и его концентрацию с выносом в верхи интрузии и за ее пределы. т. е. образования железорудных контактово-метасоматических месторождений таким путем» (Овчинников, 1960, стр. 415).

Вместе с тем месторождения, ассоциирующие с существенно габброидными интрузивными комплексами, нередко располагаются в тектонических зонах внутри материнского интрузива вне пространственной связи с известняками или другими карбонатными породами, да и при формировании самих интрузивов, как было отмечено выше, ассимиляционные процессы не получили сколько-нибудь существенного развития. По-видимому, процессы ассимиляции известняков являются только одним фактором из ряда других, способствующим при определенных геологических условиях отделению железа от магматического расплава и формированию контактово-метасоматических месторождений.

О форме переноса металлов в рудоносных растворах имеются многочисленные высказывания. Наиболее обстоятельно этот вопрос освещен А. Г. Бетехтиным (1955). По мнению А. Г. Бетехтина, гидротермальные растворы в момент их возникновения в глубинных условиях при конденсации паров воды представляют собой сложные по составу истинные растворы. Тяжелые металлы находятся в них в виде легкорастворимых соединений — хлоридов и фторидов, а также комплексных соединений с бором и, возможно, в виде карбидов.

В. П. Поддубный (1953) также обращал внимание на возможность переноса железа (и других металлов) гидротермальными растворами в виде соединений с углеродом, например в виде пентакарбонила железа $\text{Fe}(\text{CO})_5$, представляющего собой подвижную жидкость с температурой кипения $+102,3^\circ$ и температурой замерзания -20° . Окись углерода для образования такого рода углеродистых соединений при контактово-метасоматическом процессе может быть поставлена при ассимиляции карбонатных пород и после осаждения магнетита (или гематита) израсходована вновь на образование кальцита, являющегося обычным нерудным компонентом руд многих скарново-магнетитовых месторождений. Возможность образования карбонила железа в процессе формирования контактово-метасоматических железорудных месторождений допускал Л. Н. Овчинников (1960) и некоторые другие исследователи.

В последнее время развиваются представления и об иных формах переноса железа послемагматическими растворами: в виде комплексного аниона $[\text{FeCl}_6]^{-3}$ (Щербина, 1956) или хлорацидокомплексных соединений железа типа $\text{Na}[\text{FeCl}_4]$ и $\text{Na}_2[\text{FeCl}_4]$ (Калинин, 1961, 1962). При комплексообразовании возрастает растворимость разных элементов в водной среде, что благоприятствует их переносу на большие расстояния. Интенсивность комплексообразования увеличивается при повышении температуры, и соответственно возрастает агрессивность растворов в отношении растворения и мобилизации железа и других тяжелых металлов. Кроме того, допуская перенос железа в виде хлорацидокомплексных соединений, можно избежать трудностей, связанных с сильным высокотемпературным гидролизом хлоридов железа, и учесть роль натрия в процессе переноса железа (Калинин, 1963).

Так или иначе роль хлора в процессе формирования железорудных месторождений несомненна, особенно тех, которые генетически связаны с габброидными интрузивными комплексами и характеризуются широким развитием в околорудных метасоматитах хлорсодержащих минералов (скаполита, дашкесанита и других). В рудах и породах таких месторождений, как Анзасское, по данным Д. И. Павлова (1962₂), хлор фиксируется не только в составе хлорсодержащих минералов, но и в газожидких включениях обычных минералов.

В связи с этим отметим, что в последнее время высказано предположение о внемагматическом происхождении хлора в составе магм. Так, Г. А. Соколов (1958, 1961), а затем Н. В. Павлов (1960) пришли к выводу, что исключительные по запасам контактово-метасоматические месторождения магнетитовых руд Тургайской железорудной провинции и своеобразные по условиям формирования гидротермальные магнетитовые месторождения области распространения траппов Сибирской платформы формировались в условиях ассимиляции магмой соленосных отложений. Происшедшее при этом обогащение магмы хлоридами, по мнению этих авторов, способствовало отделению от нее богатых железом растворов, создавших упомянутые месторождения. Применительно к контактово-метасоматическим железорудным месторождениям Алтае-Саянской области пока не имеется объективных данных, которые позволяли бы присоединиться к приведенному выше заключению о внемагматическом происхождении хлора в железоносных магмах или отвергнуть его.

В заключение кратко остановимся на рассмотрении некоторых аспектов гипотезы регенерации древних рудных месторождений с точки зрения возможности ее применимости к решению вопроса об источнике железа для руд контактово-метасоматических железорудных месторождений Алтае-Саянской области. Эта гипотеза наиболее полно разработана немецким геологом Г. Шнейдерхеном (1958), который считает, что значительная часть рудных месторождений возникла в результате переработки и переотложения (регенерации) более древних рудных залежей. Эти воззрения были восприняты некоторыми сибирскими геологами, допускающими первичное эффузивно-осадочное происхождение магнетитовых руд Инского и Белорецкого месторождений в Горном Алтае (Калугин, 1959 и др.) и многих железорудных месторождений юга Красноярского края, в том числе Тейского, Абаканского, Анзасского и других (Белоус, Клярковский, 1959; Баженов, 1963). Согласно представлениям упомянутых авторов контактово-метасоматические месторождения железа образуются там, где интрузия приходит в соприкосновение с более древними железорудными залежами или железоносными горизонтами первичного осадочного или эффузивно-осадочного генезиса. Роль же интрузивной деятельности сводится в основном к метаморфизму руд и переотложению железа в пределах контактового ореола послерудных интрузивов.

При таком подходе естественно формационный тип интрузивных комплексов не имеет какого-либо значения для железоруднения.

В связи с этим напомним, что сам по себе контактовый метаморфизм, как бы интенсивно он ни был проявлен, не вызывает мобилизации железа. Приведем следующий пример. В западной части нагорья Саугилен в юго-восточной Туве известен ряд крупных месторождений железистых кварцитов (Мугурское, Арсыканское, Моренское и другие), входящих в состав протерозойской метаморфической толщи. По своей генетической природе пластообразные залежи железистых кварцитов относятся к метаморфогенным первично эффузивно-осадочным образованиям (Ильин, Моралев, 1956; Иванова, 1958 и др.). Протерозойская метаморфическая толща с включенными в ней пачками железистых кварцитов прорывается серией кислых и основных интрузий разного возраста. Тем не менее в этом районе не зафиксировано ни одного железорудного месторождения или рудопроявления, которое по условиям залегания, особенностям вещественного состава руд и околорудных метасоматитов и другим признакам можно было бы сопоставить с обычными контактово-метасоматическими месторождениями, хотя часто пласты железистых кварцитов расположены в пределах ореола контактового метаморфизма.

Так, в пределах рудного участка, расположенного на водоразделе Тарлышкын-Хем и Мугур-Аксы (примерно в 6 км к западу от рудных тел собственно Мугурского месторождения железистых кварцитов), как показали специальные исследования, железорудные горизонты и вмещающие их породы подверглись интенсивному контактовому метаморфизму в связи со становлением массивов интрузивных пород (Вахрушев, Щербакова, 1961). Вмещающие породы нацело преобразованы в роговики кордиерит-гиперсен-плагноклаз-кварцевого, плагноклаз-кварц-шпинель-кордиеритового, диопсид-плагноклазового и корунд-шпинелевого составов. Все отмеченные разности роговики по своему минеральному составу отвечают высокотемпературной пироксен-роговиковой ступени метаморфизма. Различия же в минеральных парагенезисах роговики обусловлены особенностями вещественного состава исходных пород, подвергшихся первоначально интенсивному региональному, а затем высокотемпературному контактовому метаморфизму. При этом собственно магнетитовые или, точнее, кварц-магнетитовые руды сохраняют первичную полосчатость. Признаков переотложения или перегруппировки железа (исключая перекристаллизацию) в них не наблюдается. По текстурному рисунку и прежде всего по характеру пространственного распределения магнетита как в отдельных тонких прослоях, так и в пределах крупных по мощности пачек железистых кварцитов руды этого участка совершенно идентичны таковым собственно Мугурского месторождения, где контактовый метаморфизм проявлен слабо или отсутствует вовсе.

Это и понятно. Переотложение (регенерация) древних руд железа может быть осуществлена только при наличии потока восходящих гидротермальных растворов, способных к интенсивному растворению магнетита, гематита или других железосодержащих минералов и переносу железа в той или иной форме в растворах. Однако и при благоприятном сочетании этих двух факторов (наличие древних рудных залежей и гидротермальных растворов со стороны внедрившегося интрузивного тела) далеко не всегда можно ожидать концентрации рудного вещества. Дело в том, что в условиях раннего послемагматического метасоматоза, сопровождаемого, как правило, наиболее интенсивным растворением и выносом железа, преобладающей тенденцией является не концентрация, а распыление железа и, видимо, ряда других тяжелых металлов. Г. Шнейдерхен и защитники его гипотезы о регенерации древних рудных место-

рождений, как справедливо заметил В. И. Смирнов (1957), обычно умалчивают об этом, казалось бы, естественном природном процессе, делая упор только на концентрацию вещества при захвате его и последующей метаморфической или гидротермальной перегруппировке.

Если допустим внемагматический источник железа для рассматриваемых контактово-метасоматических месторождений, то и в этом случае нет необходимости прибегать к гипотезе регенерации древних железорудных месторождений, так как общее количество железа, находящееся в рассредоточенном виде в обычных горных породах, в том числе и породах интрузива, во много раз больше, чем в возможных древних рудных залежах. Простой арифметический расчет показывает, что для образования месторождения, например, в 150 млн. т руды, т. е. примерно равного по запасам Анзасскому, достаточно «мобилизовать» всего лишь 1,5 объемн. % акцессорного магнетита интрузивных пород из массы объемом в 1 км³. В действительности же в пределах Анзасской рудной зоны, как и во многих других рудных полях, метасоматической переработке, сопровождающейся интенсивным выносом железа за счет как полного растворения магнетита, так и разложения породообразующих темноцветных минералов, подвергаются массы горных пород, во много раз превышающие указанную выше цифру.

Закономерности распределения элементов-примесей в рудах упомянутых выше месторождений (Инском, Анзасском, Тейском и некоторых других), как было показано в предыдущей главе, также не подтверждают представлений об их первичном осадочном или эффузивно-осадочном генезисе.

Из всего сказанного выше относительно источника железа можно сделать следующие выводы.

1. Намечаются две крайние группы месторождений, отличающиеся первичным источником рудного вещества, а также, вероятно, различной ролью тех или иных факторов в процессах отделения железа от расплава и переноса его магматическими эманациями или гидротермальными растворами к месту отложения:

а) месторождения, пространственно и генетически ассоциирующие с габброидными интрузивными комплексами, для которых наиболее вероятен глубинный источник рудного вещества. В отделении от магмы и переносе железа, судя по всему, исключительная роль принадлежит хлору;

б) месторождения, генетически связанные с гранитоидными интрузиями. В образовании железных руд существенную роль играли процессы ассимиляции как в момент зарождения и возможного перемещения магматического очага, так и на месте становления гранитоидных интрузивов. Процессы ассимиляции, особенно известняков, во многом способствовали отделению железа от расплава и его переносу рудоносными растворами к месту формирования месторождения.

Резкие различия в вещественном составе руд и околорудных метасоматитов в месторождениях этих групп служат объективным показателем специфичности их условий рудообразования.

2. Для объяснения генезиса контактово-метасоматических месторождений Алтае-Саянской области нет необходимости прибегать к гипотезе регенерации древних железорудных месторождений эффузивно-осадочного или иного генезиса.

**ПРИНЦИПЫ ГЕНЕТИЧЕСКОЙ СИСТЕМАТИКИ
КОНТАКТОВО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ
ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ**

На примере Алтае-Саянской области отчетливо видно, что геологические условия нахождения контактово-метасоматических железорудных месторождений, вещественный состав их руд и измененных околорудных пород очень разнообразны. В связи с этим у исследователей давно уже появилась потребность по тем или иным признакам систематизировать месторождения этого генетического типа. Так, Г. А. Соколов (1957) по преобладанию тех или иных минеральных парагенезисов в околорудных метасоматитах подразделил контактово-метасоматические магнетитовые месторождения на несколько подтипов, а именно: скаполитовый, скарновый и водносиликатный. Эта классификация, несомненно, играет, положительную роль в изучении железорудных месторождений рассматриваемого генетического типа. Она объективно отражает определенные особенности магнетитовых месторождений и получила широкое признание геологов. Однако классификация Г. А. Соколова, построенная лишь на особенностях вещественного состава околорудных метасоматитов, не раскрывает в полной мере закономерных связей железооруднения с определенными типами интрузивов, материнских по отношению к этому оруденению. Знание генетических связей между железооруднением и определенными магматическими комплексами представляет не только теоретический, но и определенный практический интерес, в частности, при перспективной оценке тех или иных железорудных районов. Эта классификация также не учитывает и ряд важных, по нашему мнению, минералого-геохимических особенностей самих руд.

В. В. Богацкий (1957) метасоматические магнетитовые месторождения Южной Сибири с гидросиликатной ассоциацией сорудных минералов, локализованные в зонах дробления и смятия наряду со скарновыми месторождениями выделяет в самостоятельный гидросиликатный тип. К последнему В. В. Богацкий относит Абаканское, Анзасское и Тейское месторождения. Позднее этот автор наряду с особенностями вещественного состава руд и околорудных пород отмечает также пространственную и генетическую приуроченность гидросиликатных магнетитовых месторождений Саянского типа к вулканическим комплексам (туфовым, эффузивным и интрузивным) основного состава локальных прогибов геосинклинальных областей (Богацкий, 1961).

Необходимо заметить, что месторождения с гидросиликатной и скарновой ассоциациями в околорудных метасоматитах часто выступают

как члены единого зонального ряда железорудных месторождений, генетически связанных с одной и той же интрузией, что на примере горношорских месторождений отмечали уже многие исследователи. Тем не менее выделение и популяризация В. В. Богацким гидросиликатного типа месторождений применительно к саянским месторождениям сыграли большую положительную роль, особенно в отношении расширения площадей, перспективных на железорудное в пределах юга Красноярского края.

В настоящее время, как нам кажется, имеется возможность подразделения контактово-метасоматических магнетитовых месторождений Алтае-Саянской области на генетические группы или железорудные формации, приняв за исходный классификационный принцип формационный тип железоносных магматических комплексов, так как он во многом определяет характер околорудных изменений, минералого-геохимические особенности самих руд и, по-видимому, масштабы оруденения. Такого рода систематика контактово-метасоматических магнетитовых месторождений логически вытекает из учения о магматических формациях, которое в последнее время успешно разрабатывает Ю. А. Кузнецов (1961, 1962, 1963).

Формационное направление получило, особенно в последние годы, широкое применение при различного рода геологических исследованиях. История развития этого направления применительно к эндогенному рудообразованию и эволюция понятия «рудной формации» освещены в работах ряда авторов (Магакьян, 1950; Шахов, 1962; В. А. Кузнецов, 1963 и др.). Отметим лишь, что представления об устойчивых минеральных ассоциациях, высказанные еще в конце XVII в. В. М. Севергиным (1798) и позднее развитые А. Брейтгауптом (1849), были успешно использованы Р. Беком (1909), К. И. Богдановичем (1913) и другими для объединения по этому признаку рудных жил в определенные формации.

Позднее неоднократно делались попытки разделить рудные месторождения на рудные формации (например, Усов, 1931; Шнейдерхен, 1944). Дальнейшее развитие представления о формациях и семействах руд получило в работах А. Г. Бетехтина (1945), П. М. Татарина и И. Г. Магакьяна (1949), И. Г. Магакьяна (1950), Е. Е. Захарова (1953) и других. Идеи о рудных формациях с большим успехом были применены С. С. Смирновым (1946, 1947) к систематике рудных месторождений, в частности, к систематике оловянных руд.

При этом большинство исследователей в настоящее время выделяют рудные формации не только по формальному минералогическому признаку, а с учетом геологической обстановки образования месторождений, в том числе генетического родства оруденения с типами или комплексами магматических пород. Это обстоятельство нашло отражение в определении понятия «рудная формация», приведенном в недавно появившемся руководстве по упорядочению терминологии применительно к металлогении: «Рудная формация — группа месторождений со сходными по составу устойчивыми минеральными ассоциациями, образующимися в близких геологических условиях. Рудные формации эндогенных месторождений связаны с определенными формациями магматических пород» (Константинов, 1963, стр. 123).

Геологи металлогенической группы ВСЕГЕИ, вслед за Ю. А. Билибиным, выделяют рудные или минеральные комплексы, объединенные генетической связью с магматическими комплексами (Общие принципы..., 1957). Рудные комплексы, в свою очередь, разделяются на генетические типы месторождений, представляющие собой группы месторождений, имеющих сходный состав и возникающих в сходной геологической обстановке (Семенов, Серпухов, 1957). Отсюда видно, что в термин «генетические группы месторождений» группой ВСЕГЕИ, по существу,

вкладывается то же самое содержание что и в приведенное выше понятие «рудная формация». В связи с этим В. А. Кузнецов (1963) предлагает внутри рудных комплексов, генетически связанных с конкретными интрузивными комплексами, выделять рудные формации. В качестве типичного примера В. А. Кузнецов приводит позднегерцинский рудный комплекс из Горного Алтая (генетически связанный с калбинским интрузивным комплексом), который складывается из скарновой магнетитовой, скарновой гельвиновой, пегматитовой берилловой, гидротермальными кварцевой, вольфрамито-молибденитовой и другими рудными формациями. Таким образом, в некоторых случаях рудные комплексы представляют собой генетические или парагенетические ряды рудных формаций (В. А. Кузнецов, 1963).

Из всего изложенного видно, что сама мысль о классификации промышленных эндогенных месторождений, исходя из генетических типов материнских интрузивных комплексов, не нова. В свое время она неоднократно высказывалась С. С. Смирновым (1946, 1947 и др.).

Однако в существующих классификациях железорудных контактово-метасоматических месторождений этот принцип не был применен. Так, в широко известной и достаточно подробной классификации рудных формаций Е. Е. Захарова (1953) среди контактово-метасоматических железорудных месторождений в скарнах по минералогическому признаку выделены две формации: магнетитовая и кобальтин-магнетитовая. В классификациях И. Г. Магакьяна все скарновые (контактово-метасоматические) месторождения железных руд объединены либо в один железорудный тип (1950), либо в одну формацию железорудных скарнов (1961). В упомянутых классификациях Е. Е. Захарова и И. Г. Магакьяна не только не учитывается формационный тип материнских, по отношению к железоруденению, интрузивов, но также не находит места большая группа бескарновых магнетитовых месторождений. Применительно к контактово-метасоматическим железорудным месторождениям потребность в классификации, в основу которой был бы положен генетический (формационный) тип интрузивных комплексов, чувствуется многими геологами. Об этом говорит, в частности, появление статьи Г. В. Полякова (1962), в которой автор при рассмотрении железоносных интрузий магнетитовые месторождения юга Красноярского края разделил на три группы, связанные: а) с относительно слабо дифференцированными габброидными интрузиями; б) с граноспеленитами и субщелочными гранитами, обнаруживающими косвенную связь с девонским вулканизмом Минусы и в) с крупными батолитообразными гранитоидными интрузиями.

Имеющийся в нашем распоряжении материал по железорудным месторождениям позволил распространить принцип систематики месторождений по формационному типу рудоносных магматических комплексов на Алтае-Саянскую железорудную провинцию в целом и охарактеризовать выделенные таким образом генетические группы месторождений или железорудные формации с минералого-геохимической точки зрения.

Исходя из принятого принципа систематики, под **железорудной формацией** нами понимается группа месторождений, генетически связанных с родственными по составу и происхождению интрузивными комплексами или магматическими формациями. Минералого-геохимические особенности руд во многом определяются уже формационным типом железоносных интрузивных комплексов. При этом, естественно, должна учитываться и экономическая сторона вопроса. В данном случае речь идет не вообще о магнетитовой или иной минерализации, а прежде всего о промышленных типах железных руд контактово-метасоматического происхождения.

Схема генетической классификации контактово-метасоматических железорудных месторождений Алтае-Саянской области

Группа месторождений (железородная формация)	Формационный тип рудочносных интрузивных комплексов	Главные минеральные ассоциации окolorудных метасоматитов	Некоторые геохимические особенности руд	Структурно-геологическая позиция месторождений	Примеры месторождений
I	Существенно габброидные и габбро-диорит-гранодиоритовые	Скаполит, альбит, хлорсодержащие амфиболы, хлорит, биотит и др.	Повышенные содержания в рудах вообще и в магнетите в частности титана, ванадия, кобальта и никеля. Характерна высокая кобальтоносность пирита, наиболее простой состав рудных (сульфидных) минералов	Резко выраженная приуроченность к зонам региональных долгоживущих глубинных разломов. Линейная группировка месторождений	Анзасская группа, Хайлеольское, Изых-Гольское, Таятское, Инское, Бело-рецкое
II	Преимущественно субщелочные (граносиенитовые)	Гранат и пироксен в известковых скарнах, диопсид, шпинель, форстерит, клиногумит и др. — в магнезиальных скарнах. Скаполит не характерен	Умеренное содержание титана, ванадия, кобальта и никеля в рудах и магнетите. Умеренное содержание кобальта в пирите	То же	Кондомская (Шерегеш, Шалым и др.), Тейская (Тей, Ельген-Таг, Абас и др.), Ирбинская группы
III	Батолитовые гранитоидные интрузии	Пироксен и гранат	Пониженное содержание в рудах элементов семейства железа (титан, ванадий, кобальт и никель). Кобальтоносный пирит не характерен. Наблюдается проявление редкометаллической и полиметаллической минерализации ■ сульфидную стадию	Отсутствует связь месторождений с региональными глубинными разломами. Ведущим структурным моментом являются контакты интрузива с породами кровли или их ксенолитами внутри интрузива	Самсон, Камыштинское, Темир-Тау и др.

Схема классификации приведена в табл. 37. Все месторождения по ведущему формационному типу железорудных интрузивных комплексов подразделены на три генетические группы, или железорудные формации.

В первую группу включены месторождения, обнаруживающие генетическую связь с теми интрузивными комплексами, в сложении которых ведущее значение принадлежит основным и средним породам. Таковы месторождения Анзасской группы в Западном Саяне, Хайлеольское, Изых-Гольское и другие более мелкие месторождения Балыкшинской зоны в Кузнецком Алатау, генетически связанные с габбровым или, по другим авторам, габбро-альбитовым интрузивным комплексом. К этой же группе следует отнести месторождения Таят-Табратской группы в Восточном Саяне, ассоциирующие с более пестрым по составу и сложным по строению комплексом, относящимся к габбро-диорит-гранодиоритовой формации. В целом магматические комплексы, с которыми генетически связаны месторождения этой группы, по всем признакам наиболее четко обнаруживают связь с основным магматизмом.

Месторождения рассматриваемой группы обладают рядом специфических особенностей, на которые обращали внимание и ранее (Поляков, 1962). Среди постмагматических процессов (преимущественно предрудных) исключительная роль принадлежит альбитизации и скаполитизации. Широкое развитие хлорсодержащего известково-натрового алюмосиликата скаполита в окolorудных метасоматитах является одной из

характерных минералогических особенностей месторождений этой группы. Хлор входит во многие другие, в том числе и в более поздние по времени отложения, чем рудообразующий магнетит, минералы. Так, в Анзасском месторождении, являющемся наиболее типичным представителем этой генетической группы, повышенные количества хлора установлены в биотите, хлорите, амфиболе, эпидоте и др. Хлорсодержащий амфибол — дашкесанит отмечен в рудах Таятского, Изых-Гольского и Мульгинского месторождений. Повышенные содержания хлора (1,58%) установлены в амфиболе Ампалыкского месторождения, также приближающемся по своему составу и свойствам к дашкесаниту. Необходимо отметить, что присутствие хлора в значительных количествах в метасоматитах железорудных месторождений, генетически связанных с основными породами, в литературе отмечалось неоднократно (Н. В. Павлов, 1958; Ансьон и Каэн, 1955; Крутов, 1960 и др.).

Руды характеризуются повышенным содержанием элементов семейства железа, т. е. тех элементов, которыми богаты базальтовые магмы, а именно: титаном, ванадием, кобальтом. Первые два элемента преимущественно связаны с магнетитом, а кобальт (и никель) — с пиритом и пирротинном.

И, наконец, нельзя не отметить исключительную приуроченность рассматриваемых месторождений, так же, как и интрузивов, материнских по отношению к ним, к региональным и одновременно длительно живущим глубинным разломам.

Месторождения рассмотренной выше генетической группы, судя по всему, широко распространены и во многих других железорудных провинциях земного шара. Большинство уральских месторождений, генетически связанных, по данным Л. Н. Овчинникова (1957, 1960), Д. С. Штейнберга (1961) и других, с интрузивами — производными габбро-перидотитовой формации, относятся к этой группе. Сюда же должны быть включены крупные по масштабам магнетитовые месторождения Тургая в Казахстане. Из зарубежных месторождений, судя по литературным данным, сюда относятся месторождения Корнуол в США (Nickok, 1933), Батерст и Стип-Рок в Канаде (Тэнтон, 1955), месторождения Северной и Южной Катанги в Конго (Ансьон и Каэн, 1955) и другие.

Ко второй группе относятся месторождения, генетически связанные с интрузиями, характеризующимися преимущественно субщелочным (граносиенитовым) составом их слагающих пород. Сюда относятся многие горношорские месторождения (Шерегешевское, Таштагольское, Шалымское, Кочуринское и другие), месторождения Тейской (Кузнецкий Алатау), Ирбинской (Восточный Саян) и других групп.

Для месторождений второй группы обычно свойственна типичная скарновая ассоциация минералов, возникающая метасоматическим путем по породам экзо- и эндоконтакта. Благоприятным фактором для образования скарнов и магнетитовых руд является наличие во вмещающих толщах карбонатных пород. В зависимости от состава последних образуются либо известковистые (что чаще всего), либо магнезиальные скарны.

Для магнетитовых руд скорее свойственно умеренное содержание ванадия, титана и кобальта (в пиритах).

Помимо Урала (ряд месторождений Тагило-Кушкинского железорудного района) отдельные скарново-магнетитовые месторождения и рудопроявления в генетической связи с сиенитами и сиенит-порфирами известны в Средней Азии (Абдуллаев, Баталов, Хамрабаев, 1963). Из зарубежных месторождений, видимо, к этой группе может быть отнесено относительно крупное скарново-железорудное месторождение Демирдаг в Турции (Эгеран и Гоксу, 1955).

В третью группу входят месторождения, генетически связанные с интрузивными комплексами ряда батолитовых гранитоидных формаций.

Известно, что интрузии нормальных гранитов в отношении железоруднения мало продуктивны (Соколов, 1959). Это заключение в полной мере приложимо к Алтае-Саянской железорудной провинции, где достоверно не известно промышленных железорудных месторождений, генетически связанных с формацией батолитовых биотитовых гранитов. Все интрузивные комплексы этого ряда, с которыми ассоциируют магнетитовые месторождения рассматриваемой генетической группы, относятся уже, по классификации Ю. А. Кузнецова, к формации гранитоидных или, точнее, гранодиоритовых батолитов «пестрого» состава, характеризующихся широким развитием в их составе диоритов, гранодиоритов, граносиенитов, монзонитов и т. п. Таковы месторождения Туим-Карышской группы (Самсон, Киялых-Узень, Верхне-Туимское), Камыштинское, Чебаковской группы и другие, генетически связанные с Улень-Туимским гранитоидным комплексом. Все эти месторождения небольших размеров. К этой же генетической группе, по-видимому, принадлежат многие месторождения Темир-Тельбесского железорудного района, генетически связанные с тельбесским гранитоидным плутоном.

Околорудные метасоматиты месторождений третьей группы представлены скарновыми образованиями, нередко несущими полиметаллическую и редкометалльную минерализацию. Альбитизация проявлена, но не так интенсивно, как в метасоматитах месторождений первых двух групп. Скаполитизация совершенно не характерна. Руды при прочих равных условиях содержат минимальные количества титана, ванадия и других элементов, свойственных базальтовидным магмам. Так же не характерна концентрация кобальта и никеля в пирите. Следует отметить повышенную в ряде случаев бороносность скарново-железорудных месторождений этой группы, что обусловлено определенной геохимической специализацией послемагматических растворов, связанных с гранитоидными интрузиями батолитового типа. Борная минерализация в основном представлена турмалином, аксинитом, в магнезиальных скарнах — людвигитом. Отсутствует приуроченность месторождений этой группы, так же, как и самих рудоносных комплексов, к зонам крупных долго живущих разломов. И, наконец, среди этой группы нет крупных и особо крупных по запасам руд месторождений.

Контактово-метасоматические месторождения описываемой группы, несомненно, встречаются и в других местах. По данным Х. Т. Абдуллаева, А. Б. Баталова и И. Х. Хамрабаева (1963), скарново-магнетитовые залежи в Средней Азии в большинстве случаев размещаются в контактовых ореолах гранитоидов с преобладанием в их составе адамеллитов, граудиоритов и кварцевых диоритов и, по-видимому, относятся к третьей генетической группе. На Южном Урале известно Джетыгеринское магнетитовое месторождение, пространственно и генетически связанное с гранитоидами верхнепалеозойской гранитной формации. К этой же генетической группе относятся рудопоявления магнетита в районе Кочкарской интрузии, входящей в состав верхнепалеозойской гранитной формации (Штейнберг, 1963). В ассоциации с гранитоидными интрузивами мелкие скарново-магнетитовые месторождения и рудопоявления известны в Сербии (Нёт, 1955), Японии (Митсухи, 1955), хотя по литературным данным не всегда можно уверенно судить о формационном типе материнских интрузивов.

В пределах Алтае-Саянской области имеются месторождения (Ипское, Шерегешевское, Ампалыкское), испытавшие после своего формирования воздействие со стороны послерудных гранитных интрузий. Последние в ряде случаев «срезают» рудные залежи, резко ограничивая в отдельных участках этих месторождений оруденение на глубину. Для

скарново-рудных образований этих месторождений свойственны некоторые дополнительные особенности, которые нельзя не учитывать при рассмотрении генезиса месторождений и особенно при выяснении генетических связей железооруднения с интрузивными комплексами. К ним относятся следующие: наличие признаков наложенного термометаморфизма в скарнах и рудах и наличие редкометальной и полиметаллической минерализации, генетически связанной с послерудными гранитными интрузиями. Следствием этого является наиболее сложный состав рудной, особенно сульфидной, минерализации рассматриваемых месторождений.

Наложённая ассоциация минералов обычно представлена галенитом, сфалеритом, молибденитом, висмутином, самородным висмутом, алтаитом, а также пиритом и некоторыми другими. При этом пирит, ассоциирующий с наложенной редкометальной и полиметаллической минерализацией, резко отличается по содержанию элементов-примесей от того пирита, который генетически связан в отношении общности магматического очага с собственно скарново-магнетитовым процессом.

Месторождения выделенных трех генетических групп, или рудных формаций, в свою очередь, могут быть подразделены по условиям залегания и взаимоотношению с родоначальным интрузивом и породами кровли. Г. Л. Поспелов (1958₁), исходя из предложенной им схемы морфогенетической зональности интрузивов по отношению к главному полю интрузива, подразделил контактово-метасоматические месторождения на собственно контактовые и ореоловые. Последние, в свою очередь, подразделены на месторождения зон внутреннего и внешнего ореолов интрузивов. Не имея принципиальных возражений против классификации Г. Л. Поспелова, мы полагаем, что более приемлемой является классификация, принятая Л. Н. Овчинниковым (1960) при описании уральских контактово-метасоматических месторождений.

В соответствии с этой классификацией контактово-метасоматические железорудные месторождения Алтае-Саянской области по отношению к материнским интрузивам могут быть подразделены на следующие подгруппы:

а) месторождения, залегающие среди интрузива и обычно связанные с ксенолитами пород кровли (Рудный Каскад, Амфитеатр, Казская группа);

б) месторождения непосредственного контакта интрузивов с вмещающими породами (Шерегешевское, Ирбинские, Ампалыкские и многие другие);

в) месторождения, расположенные на некотором удалении от контакта с интрузиями (Кочуринское, Абаканское, Белорецкое и другие);

г) месторождения в тектонических зонах внутри материнских интрузивов (Анзасское).

Выделенные таким образом подгруппы или типы месторождений отличаются друг от друга собственно условиями формирования руд и окolorудных пород. Главными из них являются глубина формирования, геотермические условия рудоотложения и степень «дифференциации» рудоносных растворов в силу принципа дифференциальной подвижности компонентов. Эти факторы, взаимно тесно связанные, во многом и определяют минеральный тип окolorудных метасоматитов. Так, месторождения, располагающиеся среди интрузива или в непосредственном контакте с ним, часто характеризуются наиболее высокотемпературными парагенезисами окolorудных минералов. По мере удаления месторождений от интрузива происходит закономерная смена высокотемпературных минеральных ассоциаций на низкотемпературные. В этом же направлении, в генетически единой группе месторождений происходит последовательно закономерное уменьшение ряда элементов-примесей (титана, марганца, ванадия, фосфора и других) в самих магнетитовых рудах.

Как прямое следствие условий формирования, месторождения первых двух подгрупп (а и б) характеризуются развитием в околорудных метасоматитах собственно скарновой ассоциации минералов (пироксен, гранат, волластонит, шпинель); околорудные метасоматиты месторождений третьей подгруппы (расположенных в удалении от контакта с интрузивом), как правило, характеризуются водносиликатной ассоциацией минералов (амфиболы, хлориты, эпидот).

Из рудных минералов в месторождениях третьей подгруппы заметно усиливается роль гематита, ранние генерации которого нередко частично или полностью преобразованы в мушкетовит (Абаканское, Белорецкое и другие месторождения). В отдельных месторождениях гематит приобретает значение рудообразующего минерала. Примером могут служить гематит-мушкетовитовые разности руд Абагасского месторождения, наиболее удаленного от источника оруденения по сравнению со всеми другими месторождениями Тейской группы.

Выделенные подгруппы месторождений, имеющие сходный вещественный состав и возникшие в сходной геологической обстановке, отвечают скарновому и водносиликатному подтипам железорудных месторождений, по упомянутой выше классификации Г. А. Соколова. Можно было бы их именовать минералогическими подтипами, или субформациями, поскольку они так или иначе являются составными частями выделенных выше железорудных формаций (генетических групп месторождений).

Предложенная классификация является лишь первой попыткой систематики контактово-метасоматических железорудных месторождений Алтае-Саянской области по принципу генетических связей оруденения с формационными типами интрузивных комплексов. Несомненно, во многом она несовершенна. Тем не менее выдвинутые принципы генетической систематики контактово-метасоматических месторождений, видимо, могут быть с успехом применены и для ряда других железорудных провинций. Отдельные примеры магнетитовых месторождений мира, относящихся к различным генетическим группам, были уже приведены выше.

Разработка и дальнейшее усовершенствование генетической систематики контактово-метасоматических месторождений вообще и железорудных в частности является одной из первоочередных задач учения о рудных месторождениях.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования контактово-метасоматических железорудных месторождений Алтае-Саянской складчатой области позволяют сделать следующие главные выводы.

1. Ведущим фактором в размещении контактово-метасоматических месторождений в пределах Алтае-Саянской складчатой области служат интрузивные комплексы определенных генетических типов или магматические формации. Все крупные промышленные месторождения и подавляющее большинство остальных месторождений и рудопроявлений ассоциируют с группой магматических формаций, производных базальтовой магмы, включая существенно граносиенитовые, пестрые по составу габбро-диорит-гранодиоритовые и другие формации. В генетической связи с рядом батолитовых гранитоидных формаций известно ограниченное число магнетитовых месторождений.

В свете имеющегося фактического материала представления о генетической связи таких крупных и промышленно важных месторождений Горного Алтая, как Инское и Белорецкое, с гранитами Тигерекского плутона (которые служат типичным примером батолитовых гранитных формаций) оказались несостоятельными. По новым данным, для этих месторождений в качестве рудоносного выступает комплекс малых добатолитовых интрузий основного состава, который по всем признакам может быть отнесен к габбро-диорит-диабазовой формации. Заключение о генетической связи Инского и Белорецкого месторождений с добатолитовыми интрузиями габбро-диабазов и габбро-диоритов имеет принципиальное значение не только для уточнения генезиса руд этих месторождений, но и для анализа металлогении Горного Алтая в целом.

2. Продуктивные в отношении железооруденения интрузивные комплексы возникают на определенных этапах длительного процесса превращения мобильной геосинклинали в стабильную складчатую область. Отражением стадийности магматизма в рамках отдельных циклов тектогенеза (салаиро-каледонского, герцинского) служат максимумы эндогенного железооруденения. В палеозойской истории Алтае-Саянской складчатой области выделяются четыре таких максимума, или вспышки, эндогенного железооруденения, приходящиеся на кембрий, ордовик — нижний силур, средний девон и карбон — пермь. Эти максимумы, или эпохи, железооруденения не проявляются одновременно на всей территории Алтае-Саянской области. Тем не менее для отдельных регионов или структурно-формационных зон, обладающих сходной геологической историей, отмеченные выше закономерности могут иметь значение стратиграфического фактора контроля эндогенного железооруденения.

3. Контактново-метасоматические железорудные месторождения отличаются большим разнообразием минерального состава, которое обусловлено сложностью их формирования. В работе описано около 100 минеральных видов, в том числе много таких минералов, которые для тех

или иных месторождений ранее не были известны. Вместе с тем при изучении минерального состава были выявлены следующие региональные закономерности в распределении минеральных групп. На примере ряда месторождений Алтае-Саянской железорудной провинции в рудах и околорудных измененных породах выделены два генетически различных типа сульфидной минерализации: 1. Сульфидная минерализация, генетически связанная в отношении общности магматического очага непосредственно со скарново-магнетитовым оруденением. Наиболее характерными минералами этого типа минерализации являются пирит, пирротин, халькопирит, а из редких — пентландит, линнеит. 2. Сульфидная минерализация, наложенная на скарново-рудные образования в связи с внедрением более молодых по сравнению с железоруденением интрузий гранитного состава. Типичными минералами этой минерализации является галенит, сфалерит, молибденит, висмутин, алтаит, а также некоторые самородные элементы и другие. В состав этой ассоциации в том или ином количестве постоянно входят пирит, халькопирит и, возможно, другие «переходящие» минералы. Установлено, что одни и те же минеральные виды, входящие в состав генетически различных ассоциаций, имеют различное содержание элементов-примесей, что наглядно показано на примере изучения пиритов.

Отчетливо выявляется преимущественная приуроченность борной минерализации (турмалин, аксинит, людвигит) к железорудным месторождениям Горного Алтая и Горной Шории. Повышенная их бороносность обусловлена особенностями магматизма этих регионов, в частности, широким развитием здесь собственно гранитного магматизма, с производными которого в пределах Алтае-Саянской области обычно генетически и связаны проявления борной минерализации.

Отмеченные закономерности по пространственному распределению сульфидной минерализации будут способствовать не только глубокому познанию генезиса месторождений, но и решению ряда вопросов практического значения. Так, в зависимости от конкретной геологической обстановки месторождения или группы месторождений можно предугадать характер сульфидной минерализации, особенности ее распределения, кобальтоносность пирита, различных месторождений и т. п., а исходя из этого, делать выбор наиболее рациональных схем опробования и обогащения руд, в некоторых случаях, возможно, и обработки участков рудных полей с целью попутного извлечения из железных руд полезных примесей.

4. Процесс формирования месторождений распадается на ряд этапов, отвечающих падению температуры и характеризующихся определенными минеральными парагенезисами. По последнему признаку для большинства месторождений выделяются следующие основные этапы: а) раннего послемагматического метасоматоза; б) скарново-магнетитовый; в) водносиликатно-апоскарновый; г) кварцево-карбонатно-сульфидный. Вместе с тем выделяется группа месторождений, ассоциирующая с существенно габброидными интрузивными комплексами и характеризующаяся несколько иными условиями минералообразования. Последовательность формирования (по этапам) для месторождений этой группы следующая: а) этап раннего послемагматического метасоматоза; б) скаполитово-магнетитовый; в) карбонатно-сульфидный.

Для раннего послемагматического этапа наиболее характерным является процесс натрового метасоматоза (альбитизация), сопровождаемый растворением и выносом железа. Вместе с тем результаты наших исследований показали, что в процессах, сопровождающих альбитизацию, становятся подвижными не только щелочи и железо, но и ряд других компонентов. В частности, в ходе метасоматического преобразования алюмосиликатных (особенно интрузивных) пород некоторую миграцию

и перераспределение испытывают титан и цирконий, относящиеся обычно к исключительно инертным компонентам в условиях скарнообразования. Масштабы этих явлений хотя и незначительны, тем не менее должны учитываться при изучении контактово-метасоматических месторождений. В частности, присутствие в рудах или околорудных метасоматических породах таких минералов, как титанит, апатит, циркон, далеко не всегда может указывать на их эндоконтактовую природу, и, наоборот, интенсивно альбитизированные разности сиенитов, габбро и других интрузивных пород часто почти нацело лишены не только магнетита и темноцветных минералов, но и титанита, циркона и апатита.

5. При образовании скарново-рудных залежей ведущая роль принадлежит процессам замещения. При этом собственно магнетитовые и гематит-магнетитовые руды в одних месторождениях преимущественно образованы по скарнам, в других — непосредственно по известнякам или иным карбонатсодержащим породам, в третьих — по алюмосиликатным породам, обычно предварительно подвергшимся метасоматическим преобразованиям (альбитизации, скаполитизации и т. п.). Наиболее богатые железом массивные магнетитовые руды, как правило, образованы по известнякам или другим карбонатсодержащим породам.

Из анализа текстурно-структурных особенностей метасоматических образований сделан вывод о значительной роли диффузионных процессов при формировании контактово-метасоматических месторождений железа. В частности, происхождение ритмически-полосчатых текстур, широко распространенных в скарново-рудных образованиях Алтае-Саянской области, во многих случаях определенно связано с процессами диффузионного отложения вещества в твердых средах. Исходя из принятой схемы отложения магнетита при пульсирующих диффузионных процессах, получает логическое объяснение ряд таких важных в практическом отношении фактов, как наличие тупых окончаний рудных тел при их выклинивании в массивных известняках, закономерные изменения в содержании магнетита в рудных залежах — ступенеобразные при образовании руд по известнякам, доломитам и другим карбонатным породам и относительно плавные при замещении магнетитом алюмосиликатных пород. Генезис так называемых колломорфных серпентин-магнетитовых руд Тейского месторождения может быть объяснен без привлечения гипотезы образования их из коллоидных растворов.

6. Исследование элементов-примесей в рудах позволило установить особенности поведения и пространственного распределения главных элементов-примесей. В частности, детально изучены элементы-примеси в главном рудообразующем минерале — магнетите. Для большинства месторождений впервые изучено и распределение многих элементов-примесей в других важнейших минералах — рудных и нерудных. Особое внимание уделено выяснению закономерностей распределения кобальта и никеля в сульфидных минералах и, в частности, в наиболее распространенном из них пирите.

Наибольшие количества кобальта и никеля сконцентрированы в пирите, в значительно меньших количествах — в пирротине и в некоторых других рудных (арсенопирит, сфалерит, магнетит, халькопирит) и нерудных (шпинель, амфиболы, пироксены и другие) минералах. Самостоятельные кобальтовые и никелевые минералы распространены ограниченно.

Установлено, что содержание кобальта и никеля и характер их распределения в пиритах зависит от целого ряда факторов, главнейшими из которых являются следующие:

состав или, точнее формационный тип материнской интрузии. Кобальтоносность пиритов закономерно возрастает по мере перехода от месторождений, генетически связанных с типичными гранитными интрузи-

зиями батолитового типа, к месторождениям, ассоциирующим с габброидными интрузиями.

Место пиритовой минерализации в ходе развития процесса минералообразования. Ранние генерации пирита богаче кобальтом и никелем, чем поздние и обычно более низкотемпературные генерации этого минерала.

Пространственное положение пиритовой минерализации по отношению к основным путям (каналам) движения рудоносных растворов.

Величины отношений кобальта к никелю в пиритах изменяются в широких пределах и скорее характеризуют индивидуальные особенности отдельных месторождений или генетически единых групп месторождений. Однако в пределах последних выявлены и определенные закономерности в изменении этих величин, а именно: происходит понижение отношений этих элементов по мере перехода от высокотемпературного к более низкотемпературному или по мере удаления месторождений от источника оруденения.

7. Многие элементы-примеси в магнетите распространены неравномерно. При этом количество примесей в магнетите отдельных месторождений и степень равномерности их распределения обусловлена двумя основными факторами: генетическим (формационным) типом материнских по отношению к оруденению интрузивов и положением месторождения относительно источника оруденения. Так, наибольшие концентрации ванадия наблюдаются в магнетитах руд тех месторождений (Анзасское, Хайлеольское, Изыхольское), которые генетически связаны с типичными габброидными интрузивными комплексами. Магнетиты месторождений, ассоциирующих с магматическими комплексами преимущественно субщелочного (граносиенитового) состава (Тейская, Краснокаменская, Ирбинская группы, Абакан и другие), характеризуются уже по сравнению с магнетитами месторождений первой группы заметно пониженным содержанием ванадия. Минимальные содержания этого элемента — в 20—30 раз меньше, чем в магнетитах руд Анзасского и Хайлеольского месторождений — отмечены в магнетитах из месторождений Темир-Тельбесского района и Самсон, которые ассоциируют с интрузивами, относящимися уже к батолитовым гранитоидным формациям.

Прямой зависимости в количественном содержании ванадия от титана не наблюдается, что объясняется некоторым различием в подвижности этих элементов в условиях формирования железорудных месторождений метасоматического типа.

8. В пределах генетически единых групп контактово-метасоматических месторождений наблюдаются признаки закономерного распределения элементов-примесей в магнетитах руд. Магнетиты месторождений, располагающихся внутри интрузива или в непосредственном контакте с ним и часто характеризующихся наиболее высокотемпературным парагенезисом околорудных минералов, содержат повышенные количества титана, ванадия, марганца, хрома и ряда других элементов-примесей. По мере удаления месторождения той или иной генетически единой группы от родоначальной интрузии происходит последовательно закономерное уменьшение в магнетите отмеченных элементов-примесей, что является отражением общей зональности минералообразования, выражающейся прежде всего в изменении минерального состава по мере удаления месторождений от источника оруденения.

9. Магнетиты контактово-метасоматических месторождений Алтае-Саянской области по количественному содержанию и по характеру распределения титана, ванадия, хрома и особенно некоторых других рассеянных элементов заметно отличаются от магнетитов руд осадочно-метаморфогенного происхождения.

Таким образом, закономерности распределения элементов-примесей в магнетите с успехом могут быть использованы для уточнения генезиса железных руд. Так, особенности распределения элементов-примесей в магнетитах (титана, ванадия, хрома, германия и других) Тейского, Абаканского, Инского, Белорецкого, Анзасского месторождений оказались аналогичными таковым в магнетитах типичных контактово-метасоматических месторождений, что служит дополнительным доводом в пользу метасоматического, а не первично осадочного происхождения железных руд этих месторождений, как это склонны считать некоторые исследователи.

10. В пределах Алтае-Саянской области широко распространены гранитоиды различного возраста и генезиса. Среди них выделяются два основных генетически отличных ряда: 1) гранитоиды, производные основной магмы, относящиеся, по Ю. А. Кузнецову, к ряду вулканогенных эффузивно-интрузивных формаций; 2) ряд батолитовых гранитоидных формаций, по тому же автору. Гранитоиды упомянутых двух типов часто весьма схожи между собой, и различать их по структурным особенностям, минеральному и химическому составам практически невозможно.

Для формационного расчленения гранитоидов Алтае-Саянской области, как показали наши исследования, с успехом может быть использован акцессорный магнетит, особенности химического состава которого являются своего рода индикатором исходного материала, за счет которого образовались те или иные магматические комплексы. Как известно, продуктивными в отношении железоруднения являются гранитоиды, генетически связанные с основной магмой. В связи с этим генетическое разделение гранитоидов важно не только для более глубокого познания истории магматизма района, но и для успешного решения ряда практических задач.

11. Сопоставление химического состава рудообразующего магнетита с составом акцессорного магнетита интрузивных комплексов различных формационных типов привело к заключению о существовании унаследованности свойств исходной магмы послемагматическими рудными образованиями. Так, на примере ряда железорудных районов (Кондомский, Ирбинско-Краснокаменский и другие) выявлена прямая корреляция в содержании марганца и других примесей в магнетите руд и акцессорном магнетите тех интрузивов, с которыми генетически связано железоруднение. Существование преемственности геохимических черт между материнскими интрузивами (или комплексами) и рудоносными образованиями прослеживается не только на магнетите, но и на ряде других скарновых и апоскарновых минералов, в том числе и сульфидных. Наличие признаков геохимической общности между скарноворудными образованиями, с одной стороны, и магматическими комплексами, — с другой, является отражением их генетической связи.

12. Исходя из генетического типа месторождений, мы, подобно большинству других исследователей, для железа предполагаем ювенильно-магматический источник. Тесная пространственная связь месторождений с интрузивными комплексами достаточно определенно свидетельствует об этом. Вместе с тем железо и другие металлы в составе интрузивов и тех послемагматических образований, которые генетически с ними связаны, могут иметь различное происхождение.

Намечаются две крайние группы месторождений, отличающиеся первичным источником рудного вещества, а также, вероятно, различной ролью тех или иных факторов в процессах отделения железа от расплава и переноса его магматическими эмонациями или гидротермальными растворами к месту отложения. 1. Месторождения, пространственно и генетически ассоциирующие с габброидными интрузивными комплексами.

ми, для которых наиболее вероятен глубинный источник рудного вещества. В отделении от магмы и переносе железа, судя по всему, исключительная роль принадлежит хлору. 2. Месторождения, генетически связанные с гранитоидными интрузиями (в широком понимании этого термина). В образовании железных руд существенную роль играли процессы ассимиляции как в момент зарождения и возможного перемещения магматического очага, так и на месте становления гранитоидных интрузивов. Процессы ассимиляции, особенно известняков, во многом способствовали отделению железа от расплава и его переносу рудоносными растворами к месту формирования месторождения.

Резкие различия в вещественном составе руд и околорудных метасоматитов в месторождениях этих групп служат объективным показателем специфичности их условий рудообразования.

Анализ всех геологических данных показывает, что для объяснения генезиса контактово-метасоматических месторождений Алтае-Саянской области нет необходимости прибегать к гипотезе регенерации древних железорудных месторождений эффузивно-осадочного или иного генезиса.

13. В основу генетической классификации контактово-метасоматических железорудных месторождений положен формационный тип железорудных магматических комплексов, так как он во многом определяет характер околорудных изменений, вещественный состав самих руд и, по-видимому, масштабы оруденения. Исходя из этого принципа, все месторождения Алтае-Саянской складчатой области можно подразделить на три генетические группы, или железорудные формации, каждая из которых охарактеризована с минералого-геохимической точки зрения.

- Абдуллаев Х. Т., Баталов А. Б., Хамрабаев И. Х. Некоторые итоги изученности постмагматических формаций Средней Азии.— В сб.: «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд». Изд-во АН СССР, 1963.
- Алабин Л. В. Ольгинский интрузивный массив на северо-западе Кузнецкого Алатау.— Вестн. Зап.-Сиб. и Новосиб. геол. упр., 1959, вып. 3.
- Александров А. И. Минерогенические исследования Ирбиского железорудного месторождения.— Изв. Томского индустр. ин-та, 1938, вып. 6.
- Александров С. М. Некоторые геохимические особенности процесса аширитизации магнезиально-железистых боратов.— Геохимия, 1961, № 6.
- Ансьон Ш., Каэн Л. Железные руды Бельгийского Конго.— В сб.: «Железорудные месторождения мира», т. 1. ИЛ, 1955.
- Арнаутов Н. В. Спектрографическое определение германия в минеральном сырье. Новосибирск, Изд. СО АН СССР, 1959.
- Бабошин В. А. О турмалиновой и аксинитовой минерализации в Горной Шории.— Труды ВСЕГЕИ, 1962, петрогр. сб. № 4.
- Баженов И. К. Железистые кварциты Западного Саяна и их перспективы.— В сб.: «Материалы к изучению месторождений железа и золота Зап. Сибири».— Труды Томского Гос. ун-та, серия геол., 1963, 164.
- Баженов И. К., Кюз А. К. О новом железорудном месторождении в вершине р. Тен в Кузнецком Алатау.— Вестн. ЗСГРТ, 1931, № 3.
- Барсуков В. Л., Егоров А. П. Некоторые геохимические особенности условий образования месторождений гипогенных боратов.— Геохимия, 1957, № 8.
- Батов Н. А. Геология и минералогия железорудных месторождений Кондомской группы.— В сб.: «Материалы по геохимии Зап.-Сиб. края», вып. 18. Томск, изд. ЗСГРТ, 1935.
- Белицкий И. А. Цеолиты из Анзасского железорудного месторождения.— Труды ИГиГ СО АН СССР, 1960, вып. 4.
- Белоз Н. В. Некоторые особенности кристаллохимии сульфидов.— В сб.: «Вопросы петрографии и минералогии», т. 2. Изд-во АН СССР, 1953.
- Белоус Н. Х., Кляровский В. М. Железорудные месторождения и рудопроявления в южной части Красноярского края.— В сб.: «Полезные ископаемые Красноярского края». Изд-во АН СССР, 1959.
- Белоусов А. Ф. Древнейшие эффузивные проявления в Горном Алтае.— Геол. и геофиз., 1961, № 8.
- Бетехтин А. Г. О влиянии режима серы и кислорода на парагенетические соотношения минералов в рудах.— Изв. АН СССР, серия геол., 1949, № 3.
- Бетехтин А. Г. Минералогия. Госгеолтехиздат, 1950.
- Бетехтин А. Г. 1. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования.— В сб.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях», Изд-во АН СССР, 1955.
- Бетехтин А. Г. 2. О процессах формирования руд в жильных гидротермальных месторождениях.— В сб.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях», Изд-во АН СССР, 1955.
- Бетехтин А. Г., Генкин А. Д. Парагенетические ассоциации минералов в системах Fe—Ni—S и Fe—S—O.— Изв. АН СССР, серия геол., 1951, № 2.
- Бетехтин А. Г., Генкин А. Д., Филимонов А. А., Шадлун Т. Н. Текстуры и структуры руд. Госгеолтехиздат, 1958.
- Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Госгеолтехиздат, 1955.
- Богацкий В. В. Генезис скарновых месторождений (на примере Ирбинской группы железорудных месторождений).— Разведка и охрана недр, 1956, № 9.
- Богацкий В. В. Геологические особенности южно-сибирских магнетитовых месторождений гидросиликатного типа.— Разведка и охрана недр, 1957, № 9.

- Богацкий В. В. 1. Особенности размещения и перспективы метасоматического магнетитового оруденения северных районов Западного Саяна.— Сов. геология, 1959, № 3.
- Богацкий В. В. 2. Перспективы увеличения железорудной базы на юге Красноярского края.— В сб.: «Полезные ископаемые Красноярского края». Изд-во АН СССР, 1959.
- Богацкий В. В. Новый Саянский тип метасоматических магнетитовых месторождений.— Материалы по геологии Красноярского края, 1961, вып. 1.
- Богацкий В. В. Магнетитовые месторождения гидросиликатного типа юга Сибири. Автореф. М., 1962.
- Богацкий В. В., Макеев М. М. Геолого-географическая характеристика магнетитовых месторождений северной части Западного Саяна.— Разведка и охрана недр, 1961, № 1.
- Богданович К. И. Железорудные месторождения Енисейской губернии и Абаканский железоделательный завод.— Вестн. Об-ва горных инженеров, 1893, № 2.
- Богданович К. И. Рудные месторождения, т. II. 1913.
- Бокий Г. Б., Архипенко Д. К. Об оксонии и вермикулите.— Ж. структ. хим. 1962, № 6.
- Борисенко Л. Ф., Щербина В. В. Закономерности распределения скандия и ванадия в изверженных горных породах и слагающих их минералах.— В сб.: «Геохимия редких элементов в связи с проблемами петрогенеза». Изд-во АН СССР, 1959.
- Борисенко Л. А. Распределение галлия в горных породах Советского Союза.— Геохимия, 1959, № 1.
- Васильев А. А. Железные руды Западной Сибири.— В сб.: «Полезные ископаемые Западно-Сибирского края», т. 1. Новосибирск, ОГИЗ, 1934.
- Вахрушев В. А. 1. О растворении цирконов в изверженных горных породах.— Докл. АН СССР, 1956, 109, № 3.
- Вахрушев В. А. 2. Контактново-реакционные явления между жильными гранитами и скарново-рудными образованиями на Шерегешевском месторождении в Горной Шории.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 5.
- Вахрушев В. А. 3. Колломорфные образования молибденита и граната из Горной Шории и вопросы их генезиса.— Труды ГГИ, ЗСФ АН СССР. Новосибирск, 1956, вып. 17.
- Вахрушев В. А. 4. Послерудные дайки кварцевого порфира на месторождении Шалым в Горной Шории.— Труды ГГИ, ЗСФ АН СССР. Новосибирск, 1956, вып. 17.
- Вахрушев В. А. О происхождении диоритовых порфиров района Таштагол в Горной Шории.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 10.
- Вахрушев В. А. О генетических связях железного и полиметаллического оруденения с интрузиями в Кондомском районе в Горной Шории.— Зап. Всес. мин. об-ва, 1958, вып. 2.
- Вахрушев В. А. 1. О минералого-геохимической зональности в месторождениях железа Кондомского района Горной Шории.— Геохимия, 1959, № 4.
- Вахрушев В. А. 2. Вопросы минералогии, геохимии и генезиса железных руд Кондомского района Горной Шории (Западная Сибирь). Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1959.
- Вахрушев В. А. 3. Колломорфные образования граната и молибденита в рудах месторождения Шалым (Горная Шория).— Геол. рудн. месторожд., 1959, № 1.
- Вахрушев В. А. 4. Казская группа железорудных месторождений.— В сб.: «Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области», т. 1, кн. 2. Изд-во АН СССР, 1959.
- Вахрушев В. А. 1. О генетических связях железооруденения с интрузиями на Белорецком месторождении в Горном Алтае.— Геол. и геофиз., 1960, № 10.
- Вахрушев В. А. 2. Минералогия и генезис железных руд Белорецкого месторождения на Алтае. Новосибирск, изд. СО АН СССР, 1960.
- Вахрушев В. А. Элементы-примеси акцессорного магнетита как критерий для генетического расчленения гранитондов Алтае-Саянской области.— Докл. АН СССР, 1962, 147, № 3.
- Вахрушев В. А. 1. Элементы-примеси в магнетите железорудных месторождений Алтае-Саянской области.— В сб.: «Материалы экспериментальной и генетической минералогии», т. 1. Изд-во СО АН СССР, 1964.
- Вахрушев В. А. 2. Некоторые особенности замещения при формировании скарново-рудных залежей.— В сб.: «Материалы экспериментальной и генетической минералогии», т. 2. Изд-во СО АН СССР, 1963.
- Вахрушев В. А., Арнаут Н. В. Особенности распределения германия в магнетите различного происхождения.— Геохимия, 1964, № 2.
- Вахрушев В. А., Борисенко В. Я. Характерный тип околоскарновых пород Шалыма и его поисковое значение.— Разведка и охрана недр, 1956, № 11.
- Вахрушев В. А., Соболев Н. В. О генетических связях железооруденения с

- интрузиями на Инском месторождении в Горном Алтае.— Геол. и геофиз., 1961, № 11.
- Вахрушев В. А., Соболев Н. В. Гранаты Ирбинской группы железорудных месторождений (Восточный Саян).— В сб.: «Вопросы экспериментальной и генетической минералогии», вып. 1. Изд-во СО АН СССР, 1963.
- Вахрушев В. А., Щербаклова З. В. Корунд-шпинелевые породы из нагорья Сангилен в юго-восточной Туве.— Геол. и геофиз., 1961, № 4.
- Виленский Л. Л. О структурно-геологических особенностях железорудного месторождения Самсон.— Материалы по геологии Красноярского края, 1962, вып. 2.
- Виноградов А. П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре.— Геохимия, 1956, № 1.
- Виноградов А. П. Геохимия редких и рассеянных элементов в почвах. Изд-во АН СССР, 1957.
- Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— Геохимия, 1962, № 7.
- Володин А. Г. О возрасте гранитов Мустагского и Сарлыкского плутонов в Горной Шории.— Труды ГИИ, ЗСФ АН СССР, 1956, вып. 17.
- Волохов И. М., Иванов В. М. Лысогорский габбро-пироксенит-перидотитовый массив.— Геол. и геофиз. 1961, № 11.
- Генкин А. Д. Метакристаллы и избирательное замещение в рудах. Конференция.— В кн.: «Проблемы постмагматического рудообразования», т. 1. Прага, 1963.
- Гершойг Ю. Г. Мушкетовит из Кривого Рога.— В кн.: «Мин. сборник Львовского геол. об-ва», № 4, 1950.
- Гольдшмидт В. Т., Петерс К. К геохимии бора.— В кн.: «Сборник статей по геохимии редких элементов». ГОНТИ, 1938.
- Григорьев Д. П. Несколько замечаний о явлениях химического изменения минералов.— Зап. Узбекского отд. мин. об-ва, 1955, вып. 8.
- Григорьев Д. П. Онтогенез минералов. Изд. Львовского ун-та, 1961.
- Грицаенко Г. С., Слудская Н. Н., Айдиньян Н. Х. Синтез и исследование ваэсита и полидимита.— Зап. Всес. мин. об-ва, 1953, № 1.
- Дербиков И. В. Тейско-Тузухсинский железорудный район Кузнецкого Алатау.— Материалы по геологии Зап.-Сиб. края, 1935, № 26.
- Дербиков И. В. Зональность литофильных элементов скарновых месторождений.— Вестн. ЗСГУ, 1947, № 6.
- Дербиков И. В. К вопросу о первичной зональности литофильных элементов в железорудных скарновых месторождениях Западной Сибири.— В сб.: «Материалы по геологии и полезным ископаемым Сибири. Труды СНИИГТИМС». Госгеолиздат, вып. 6, 1961.
- Довгаль В. Н. Девонский базальтоидный магматический комплекс и генетическая связь с ним Абаканского железорудного месторождения.— Изв. Высш. учебн. завед., серия геол. и разв., 1958, № 9.
- Додин А. Л. Интрузивные комплексы Кузнецкого Алатау и Горной Шории.— Инф. сборник ВСЕГЕИ, 1956, № 4.
- Додин А. Л. 1. Магматизм Восточного Саяна. Геологическое строение СССР.— Труды ВСЕГЕИ, 1958, 2.
- Додин А. Л. 2. Кузнецкий Алатау и Горная Шория.— В сб.: «Геологическое строение СССР», т. 2. Госгеолтехиздат, 1958.
- Дудыкина А. С. Парагенетические ассоциации элементов-примесей в гранитах различного генезиса.— Труды ИГЕМ, 1959, вып. 28.
- Дунаев В. А. Минералого-петрографическое описание Теченского месторождения.— Труды ГИИ УФАН СССР. Свердловск, 1959, вып. 45.
- Дымкин А. М. Контактво-метасоматические месторождения железа южной части Главной рудной полосы Тургай. Изд. СО АН СССР, 1962.
- Ершов П. В., Кочанов Е. Н. Белорецкое железорудное месторождение на Алтае.— Вестн. Зап.-Сиб. и Новосиб. геол. упр., 1958, вып. 3.
- Жариков В. А. Некоторые вопросы генезиса скарново-магматитовых месторождений Урала.— Труды первого Уральского петрогр. совещания, т. 1. Свердловск, 1963.
- Заварицкий А. Н. Геологический очерк месторождений медных руд на Урале.— Труды Геол. ком., новая серия, 1927, вып. 173. ч. 1.
- Заварицкий А. Н. О фазивных магматических месторождениях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1937, вып. 4.
- Загянский А. Л. О геохимических особенностях распределения цинка в железных рудах.— Докл. АН СССР, 1954, 99, № 2.
- Загянский А. Л. О геохимии германия.— Докл. АН СССР, 1962, 143, № 6.
- Захаров Е. Е. К вопросу о классификации месторождений полезных ископаемых.— Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 5.
- Знаменский Н. Д., Фоминых В. Г. О составе титаномагнетитов в гранитоидах габбрового ряда Среднего Урала.— Докл. АН СССР, 1962, 146, № 3.
- Зыков Е. Н. О гранатах некоторых контактово-метасоматических месторождений восточного склона Кузнецкого Алатау и Горной Шории.— Труды Томского ун-та, 1960, 146.

- Иванова Т. Н. Тувинская автономная область и Западный Саян.— В сб.: «Геологическое строение СССР», т. 2. Госгеолиздат, 1958.
- Иванова Т. Н. Основные черты закономерностей развития интрузивного магматизма восточной части Алтае-Саянской области.— Бюлл. ВСЕГЕИ, 1961, № 3.
- Индукеев Ю. В. Скаполит и процесс скаполитизации на Хайлеольском железорудном месторождении в Кузнецком Алатау.— В сб.: «Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири». Томск, 1962.
- Индукеев Ю. В. Минералогия и генезис Хайлеольского железорудного месторождения (Кузнецкий Алатау). Автореф. канд. дисс. Томск, 1963.
- Ильин А. В., Моралев В. М. Железистые кварциты в Туве.— В сб.: «Материалы по региональной геологии. Труды Всес. аэрогеол. треста», 1956, вып. 2.
- Калганов М. И. Железорудный бассейн КМА.— В сб.: «Железные руды Курской магнитной аномалии». Изд-во АН СССР, 1955.
- Калинин Д. В. Химические процессы образования Таятского железорудного месторождения (Восточный Саян).— Геохимия, 1961, № 7.
- Калинин Д. В. Некоторые особенности минералогии и генезиса Таятского контактово-метасоматического железорудного месторождения.— В сб.: «Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Зап. Сибири». Томск, 1962.
- Калинин Д. В. Минералогия и генезис Таятского контактово-метасоматического железорудного месторождения. Автореф. канд. дисс. Томск, 1963.
- Калинин Д. В., Каныгин Л. И., Удуд Б. С. Апатит-пироксеновые жильные перматонидные образования Таятского железорудного месторождения.— В сб.: «Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Зап. Сибири». Томск, 1962.
- Калугин А. С. Новые данные по железорудным месторождениям Западной Сибири.— Вестн. ЗСГУ, 1957, вып. 1.
- Калугин А. С. Алтайский железорудный район.— В сб.: «Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области», т. 1, кн. 2. Изд-во АН СССР, 1959.
- Калугин А. С., Мухин А. С. Итоги работ по железным рудам Западной Сибири к 40-летию Октябрьской революции.— Вестн. ЗСГУ, 1957, вып. 2.
- Каминская В. И. Геологические особенности Кондомского железорудного района.— Геол. и геофиз., 1961, № 3.
- Каминская В. И. Основные черты тектоники и магматизм Кондомского железорудного района. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1962.
- Карпенко М. В., Скобелев Ю. Д., Эренбург Б. Г. Рентгеноструктурные исследования состава скарных гранатов железорудных месторождений.— Геол. и геофиз., 1961, № 12.
- Карпова Е. Д., Ивашенцов А. Г. Скарны.— В сб.: «Измененные околорудные породы и их поисковое значение». Госгеолтехиздат, 1954.
- Кашкай М. А. К минералогии рудных процессов Кондомской группы.— В сб.: «Материалы по петрографии и геохимии Кузнецкого Алатау и Алтая», ч. 1. Изд-во АН СССР, 1934.
- Кинэ О. Г. Типовые минералы и типы руд контактово-метасоматических железорудных месторождений.— В сб.: «Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области», т. 1, кн. 1. Изд-во АН СССР, 1958.
- Кляровский В. М. О взаимоотношении «тельбесской формации» с интрузивом в Тельбесском районе Горной Шории.— Труды ГГИ ЗСФ АН СССР, 1952, вып. 12.
- Кляровский В. М. Аксинит из Тельбесского месторождения Горной Шории.— Зап. Всес. мин. об-ва, II серия, 1953, ч. 85.
- Кляровский В. М. Геолого-структурные условия локализации скарно-рудных образований в Темир-Тельбесском районе Горной Шории.— Труды ГГИ, ЗСФ АН СССР, 1956, вып. 17.
- Кляровский В. М. О боровой минерализации Верхне-Учеленского месторождения в Горной Шории.— Изв. Вост. филиала АН СССР, 1957, № 1.
- Ковалев В. П. О генезисе магнетитовой минерализации в гранитах Тигерекского массива на Алтае.— Геол. и геофиз., 1962, № 2.
- Колесова В. А. Инфракрасные спектры поглощения силикатов, содержащих Al, и некоторых алюмосиликатов.— Оптика и спектроскопия, 1959, 6, вып. 38.
- Комаров П. В. Магнезиальные скарны Тейского месторождения.— Геол. рудн. месторожд., 1961, № 2.
- Константинов Р. М. Основные термины и понятия, применяемые для характеристики эндогенного оруденения и сопутствующих гидротермальных изменений вмещающих пород.— В сб.: «Обзор геологических понятий и терминов в применении к металлогении». Изд-во АН СССР, 1963.
- Корель В. Г. Контактный метаморфизм Шерегешевского железорудного месторождения в Горной Шории.— Изв. Томского политехн. ин-та, 1953, 74, вып. 1.
- Корель В. Г. О натровом метасоматозе в железорудных месторождениях Кондомской группы.— Труды Научной конференции СМН, 1957, вып. 1.
- Корель В. Г. К петрологии контактовых железорудных месторождений Тейской группы.— Изв. СО АН СССР, геол. и геофиз., 1958, вып. 1.

- Корель В. Г. О месте скарнового промышленного железоруднения Алтае-Саянской области в развитии гранитоидных комплексов.— В сб.: «Материалы по геологии и полезным ископаемым Сибири» Труды СНИИГГИМС, 1961, вып. 6.
- Корель В. Г., Кузнецова В. Н. Петрологический очерк Ольгинско-Ампульского интрузива (северная часть Кузнецкого Алатау).— Геол. и геофиз., 1961, № 2.
- Корель В. Г., Русанов Д. Г. Магнезиальный метасоматоз в контактовых железорудных месторождениях Западной Сибири.— Геол. и геофиз., 1960, № 7.
- Коржинский Д. С. Подвижность и инертность компонентов при метасоматозе.— Изв. АН СССР, серия геол., 1936, № 1.
- Коржинский Д. С. Понятие о геохимической подвижности элементов.— Зап. Всес. мин. об-ва, 1942, вып. 3—4.
- Коржинский Д. С. Петрология Турьинских скарновых месторождений меди.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1948, вып. 68.
- Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение.— Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 2.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В сб.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождений», изд. 2. Изд-во АН СССР, 1955.
- Кочергин И. А. Литологический контроль магнетитового руднения в Соколовско-Сарбайской группе месторождений.— Изв. АН КазССР, серия геол., 1962, вып. 2.
- Крутов Г. А. Месторождения кобальта. Госгеолтехиздат, 1959.
- Крутов Г. А. О роли галоидного процесса в образовании контактово-метасоматических месторождений.— Вестн. МГУ, 1960, № 6.
- Кузнецов В. А. Геологическое строение и полезные ископаемые Тейдон-Терсинского района западного склона Кузнецкого Алатау.— Материалы по геологии Зап. Сибири, 1940, № 10.
- Кузнецов В. А. Основные этапы геотектонического развития юга Алтае-Саянской горной области.— Труды ГГИ ЗСФ АН СССР, 1952, вып. 12.
- Кузнецов В. А. Геотектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области.— В сб.: «Вопросы геологии Азии», т. I. Изд-во АН СССР, 1954.
- Кузнецов В. А. Основные этапы развития магматизма и элементы металлогении Горного Алтая.— Изв. Вост. филиала АН СССР, 1957, № 2.
- Кузнецов В. А. Ртутные формации Сибири и Дальнего Востока и некоторые закономерности их размещения. Доклад на III Всес. металлогеническом совещании в Баку, 1962.
- Кузнецов В. А. Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогении Горного Алтая.— Труды ИГиГ СО АН СССР, 1963, вып. 13.
- Кузнецов Ю. А. 1. Геологическое строение Абаканского железорудного месторождения.— Изв. Зап.-Сиб. отд. Геолкома, 1929, 8, вып. 3.
- Кузнецов Ю. А. 2. Геологический очерк Камыстинского железорудного месторождения.— Изв. Зап.-Сиб. отд. Геолкома, 1929, 9, вып. 4.
- Кузнецов Ю. А. Об интрузиях Кузнецкого Алатау и их рудоносности.— Вестн. ЗСГРТ, 1932, № 3—4.
- Кузнецов Ю. А. Железоруднение и генетические типы интрузий.— Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 2.
- Кузнецов Ю. А. Об особой роли гранитоидных интрузий в истории магматизма Алтае-Саянской складчатой области.— Геол. и геофиз., 1960, № 1.
- Кузнецов Ю. А. О гетерогенности магматических пород (на примере гранитов).— Геол. и геофиз., 1961, № 10.
- Кузнецов Ю. А. Условия образования главных типов магматических формаций подвижных зон.— Геол. и геофиз. 1962, № 10.
- Кузнецов Ю. А. Магматические формации и некоторые общие вопросы геологии.— Геол. и геофиз., 1963, № 5.
- Кутюлин В. А. Трапповая формация Кузбасса. Изд-во СО АН СССР, Новосибирск, 1963.
- Курцерайте Ш. Д. Метасоматическое минералообразование на Анзасском железорудном месторождении.— Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края, 1962, вып. 3.
- Лапин Б. Н. Девонский вулканизм и его роль в металлогении Горного Алтая.— Труды ИГиГ СО АН СССР, 1963, вып. 13.
- Лапин С. С. О формах проявления реликтового карбоната в некоторых скарново-железорудных месторождениях Горной Шории.— Изв. АН СССР, серия геол., 1954, № 2.
- Лапин С. С. О закономерностях распределения железа в магнетитовых месторождениях Горной Шории.— Изв. СО АН СССР, 1958, № 6.
- Лапин С. С., Шаралов В. Н. О генезисе Абаканского железорудного месторождения (Западный Саян).— Геол. и геофиз., 1961, № 4.
- Лебедев П. И. Петрографо-геохимические исследования районов железорудных месторождений Кузнецкого Алатау и Алтая.— В сб.: «Материалы по петрографии и геохимии Кузнецкого Алатау и Алтая», ч. 1. Изд-во АН СССР, 1934.

- Лебедев П. И. К петрохимической характеристике гранитов северных предгорий Алтая (Чарышско-Катунское междуречье Обского бассейна).— Докл. АН СССР, 1945, 49, № 5.
- Лебедев П. И., Молева В. А. К минералогии контактово-метасоматических процессов Ташелгинского железорудного месторождения (Горная Шория).— Труды Петрогр. ин-та, 1934, вып. 6.
- Лучицкий И. В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. Изд-во АН СССР, 1960.
- Ляхович В. В. Некоторые данные о составе акцессорного магнетита.— В сб.: «Вопросы минералогии, геохимии и генезиса месторождений редких элементов». Труды ин-та минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов, 1959, вып. 3.
- Магакьян И. Г. Главные промышленные семейства и типы руд.— Зап. Всес. мин. об-ва, 1950, вып. 4.
- Магакьян И. Г. Рудные месторождения. Ереван, 1961.
- Масленников В. А. Сульфидные жилы массива Ниттис-Кумужья-Травяная.— В сб.: «Геология и рудные месторождения Мончегорского плутона». Изд-во АН СССР, 1956.
- Меняйлов А. А. Тейское железорудное месторождение.— Материалы по петрографии и геохимии Кузнецкого Алатау и Алтая, 1935, ч. III, вып. 19.
- Мергвцов П. Е. Ампалькское магнетитовое месторождение.— Вестн. Зап.-Сиб. и Новосиб. геол. упр., 1958, № 1.
- Миловский А. В. Геохимическая характеристика акцессорного и рудного магнетитов (Восточный Саян).— Геохимия, 1962, № 12.
- Митсухи Т. Месторождения железных руд Японии.— В сб.: «Железорудные месторождения мира», т. 1. ИЛ, 1955.
- Михалева Л. А. Теректинский диабазовый дайковый комплекс Горного Алтая и его роль в металлогении.— Труды ИГиГ СО АН СССР, 1963, вып. 13.
- Михеев В. И. Определение минералов группы хлоритов рентгенометрическим методом.— Зап. Всес. мин. об-ва, 1953, ч. 82, вып. 3.
- Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. Изд-во АН СССР, 1957.
- Могааровский В. В. О количественной характеристике степени равномерности распределения химических элементов в природных объектах.— Геохимия, 1962, № 2.
- Молчанов И. А. О возрасте рудоносных интрузий Горной Шории и связанных с ними железорудных месторождений.— Вестн. ЗСГУ, 1941, вып. 4.
- Монич В. К. К петрологии района Берикюльского рудника в Кузнецком Алатау.— Труды Томск. Гос. ун-та, 1937, 93.
- Монич В. К., Горбунов М. Г. Абсолютный геологический возраст протеробазитов Саралинских золотых рудников.— Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр., 1941, № 4.
- Нёт Л. Железорудные месторождения Югославии.— В сб.: «Железорудные месторождения мира», т. 2. ИЛ, 1955.
- Никитин Д. В. Геологическое строение и полезные ископаемые северо-западной части Кузнецкого Алатау.— Труды ЦНИГРИ, 1940, вып. 124.
- Николаев С. М. Фторapatит Абаканского железорудного месторождения (Западный Саян).— Труды ИГиГ СО АН СССР, 1960, вып. 4.
- Николаев С. М. Геология Изых-Гольского железорудного месторождения (Кузнецкий Алатау).— Геол. и геофиз., 1961, № 6.
- Обзор геологических понятий и терминов в применении к металлогении. Изд-во АН СССР, 1963.
- Обручев В. А. Рудные месторождения. ОНТИ, 1935.
- Общие принципы регионального металлогенического анализа и методика составления металлогенических карт для складчатых областей. Госгеолтехиздат, 1957.
- Овчинников Л. Н. 1. О распределении элементов-примесей в метасоматических месторождениях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 1.
- Овчинников Л. Н. 2. Руды Турьинских скарновых месторождений меди.— Труды ГГИ УФАН СССР, 1948, вып. 15.
- Овчинников Л. Н. Апатит и распределение фосфора в рудах Первого Северного рудника.— Труды ГГИ УФАН СССР, 1953, вып. 20.
- Овчинников Л. Н. Закономерности размещения контактово-метасоматических месторождений на Среднем и Северном Урале.— В сб.: «Железорудная база Тагил-Кушвинского промышленного района». Изд. УФАН СССР, 1957.
- Овчинников Л. Н. Контактво-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала.— Труды ГГИ УФАН СССР, 1960, вып. 39.
- Овчинников Л. Н., Шур А. С. Зональное изменение плотности кристаллов магнетита.— Докл. АН СССР, 1952, 82, № 6.
- Павленко А. С., Ванштейн З. Е., Шевелевский И. Д. О соотношении гафния и циркония в цирконах изверженных и метасоматических пород.— Геохимия, 1957, № 5.
- Павлов Д. И. О происхождении анзасских альбититов.— Геол. рудн. месторожд., 1961, № 4.
- Павлов Д. И. 1. Минерализация и генетические особенности Анзасского железорудного месторождения (Западные Саяны). Автореф. канд. дисс. М., 1962.

- Павлов Д. И. 2. О замещении известняка альбитом с включениями, содержащими хлор.— Докл. АН СССР, 1962, 142, № 1.
- Павлов Н. В. Вопросы генезиса эндогенных магнетитовых руд Тунгусской синеклизы Сибирской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 9.
- Павлов Н. В. Магно-магнетитовые месторождения района Тунгусской синеклизы Сибирской платформы.— Труды ИГЕМ, 1961, вып. 52.
- Павлов Н. В., Чупрынина И. И. О магномагнетитах как индикаторах оруденения.— Докл. АН СССР, 1955, 104, № 2.
- Пан Ф. Я. Ирбинская группа железорудных месторождений.— В сб.: «Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области», т. I, кн. 2. Изд-во АН СССР, 1959.
- Пилипенко П. П. Минералогия Западного Алтая.— Изв. Томского ун-та, 1915, кн. XII.
- Пинус Г. В. Основные этапы развития палеозойского магматизма в Кузнецком Алатау.— Геол. и геофиз., 1958, № 1.
- Пинус Г. В. 1. Магматизм каледонид Алтае-Саянской складчатой области.— Труды Междунар. геол. конгресса. XXI сессия. Доклады сов. геологов, 1960.
- Пинус Г. В. 2. Новый генетический тип осадочных железных руд в Алтае-Саянской области.— Докл. АН СССР, 1960, 134, № 2.
- Пинус Г. В. Таннуольский интрузивный комплекс (Тува).— Труды ИГиГ СО АН СССР, 1961, вып. 6.
- Пинус Г. В., Кузнецов В. А. Закономерности геологического строения и металлогения Алтае-Саянской гипербазитовой формации.— В сб.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. I. Изд-во АН СССР, 1958.
- Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. Изд-во АН СССР, 1958.
- Поддубный В. П. К вопросу о происхождении железных руд.— Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 12.
- Поляков Г. В. Девонский магматический комплекс района Ирбинского железорудного месторождения.— Изв. Томского политехн. ин-та, 1958, 90.
- Поляков Г. В. О генетических связях железооруденения с интрузиями.— Геол. и геофиз., 1962, № 6.
- Поляков Г. В., Сергеева Е. С., Телешов А. Е. Рудоносный габбро-альбитовый магматический комплекс района Анзасского месторождения.— В сб.: «Основные идеи М. А. Усова в геологии». Изд-во АН СССР, 1960.
- Поляков Г. В., Телешов А. Е. Магматические комплексы района Тейской группы железорудных месторождений (Кузнецкий Алатау).— В сб.: «Основные идеи М. А. Усова в геологии». Изд-во АН КазССР, 1960.
- Поляков Г. В., Федосеев Г. С. Интрузивные комплексы Таят-Табратской группы железорудных месторождений (Восточный Саян).— В сб.: «Магматические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. Труды ИГиГ СО АН СССР», 1963, вып. 33.
- Попов В. Е., Никольская Ж. Д., Зелепугин В. Н. Новые данные о возрасте контактово-метасоматических железорудных месторождений Коргонской зоны Горного Алтая.— Докл. АН СССР, 1962, 147, № 3.
- Поспелов Г. Л. О поисковой ценности стратиграфических поисковых критериев для скарновых месторождений Западной Сибири.— Труды ГГИ ЗСФ АН СССР, 1952, вып. 12.
- Поспелов Г. Л. О явлениях замещения при образовании эффузивоподобных пород и об особенностях некоторых рудоносных вулканических комплексов Западной Сибири.— Труды первого Всес. петрогр. совещания. Изд-во АН СССР, 1955.
- Поспелов Г. Л. 1. Структурно-геологические закономерности размещения железорудных районов Алтае-Саянской области.— Изв. Восточн. филиала АН СССР, № 3, 1957.
- Поспелов Г. Л. 2. О типах механических геологических напряжений и геотектонической решетке.— Изв. Восточн. филиала АН СССР, 1957, № 1.
- Поспелов Г. Л. 1. Генетические типы железорудных месторождений Алтае-Саянской области и их экономическое значение.— В сб.: «Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области», т. I, кн. 1. Изд-во АН СССР, 1958.
- Поспелов Г. Л. 2. Развитие поисковых идей и геолого-генетических представлений о железооруденении в Алтае-Саянской горной области.— В сб.: «Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области», т. I, кн. 1. Изд-во АН СССР, 1958.
- Поспелов Г. Л. О закономерностях размещения магматогенных железорудных месторождений Алтае-Саянской складчатой области.— В сб.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. II, 1959, Изд-во АН СССР, 1959.
- Поспелов Г. Л., Кинэ О. Г. Тейско-Тузуксинская группа железорудных месторождений.— В сб.: «Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области», т. I, кн. 2. Изд-во АН СССР, 1959.
- Радкевич Е. А. К вопросу о типах металоогенических провинций и рудных районов.— В сб.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. II. Изд-во АН СССР, 1959.

- Радугин К. В. Элементы стратиграфии и тектоники Горной Шории.— Материалы по геологии Зап.-сиб. края. Томск, 1936, вып. 37.
- Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. ИЛ, 1962.
- Реутовский В. С. Полезные ископаемые Сибири. СПб., 1905.
- Рождественский Ю. В. Шерегешевское железорудное месторождение.— В сб.: «Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области», т. 1, кн. 2. Изд-во АН СССР, 1959.
- Розина Б. Б. К минералогии железных руд центральной части Кривого Рога.— Материалы ВСЕГЕИ, петрогр. сборник, № 1. Госгеолтехиздат, 1955.
- Русанов М. Г. Шалымское железорудное месторождение.— В сб.: «Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области», т. 1, кн. 2. Изд-во АН СССР, 1959.
- Русанов М. Г., Корель В. Г. Ташелгинская и Верхне-Майзасская группы железорудных месторождений.— В сб.: «Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области», т. 1, кн. 2. Изд-во АН СССР, 1959.
- Руткевич И. С., Руткевич В. Г. Зональность Пыхтунского месторождения железных руд в Горной Шории.— Геол. и геофиз., 1960, № 4.
- Савицкий Г. А. Абаканская группа железорудных месторождений.— В сб.: «Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области», т. 1, кн. 2. Изд-во АН СССР, 1959.
- Сахама Т. Г. Рассеянные элементы в породах южной финской Лапландии.— В сб.: «Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах». Под ред. В. В. Щербины. ИЛ, 1952.
- Свешникова Е. В., Шабинин Л. И. О зеленых клинопироксенах из скарных пород и некоторых других метасоматических образований.— Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, № 2.
- Севергин В. М. Первые основания минералогии. СПб., 1798.
- Селиверстова М. И. Инское железорудное месторождение.— Вестн. Зап.-Сиб. и Новосиб. геол. упр., 1959, № 3.
- Селиверстова М. И., Комаров А. М., Спейт Ю. А. Инское железорудное месторождение Алтая.— Сов. геология, 1960, № 7.
- Семенов А. И., Серпухов В. И. Общие принципы регионального металлохимического анализа.— Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, 1957, вып. 22.
- Семенов В. Н. Германий как возможный индикатор генетических особенностей железорудных месторождений.— Материалы по геологии Красноярского края, 1962, вып. 3.
- Сергийко Ю. А., Магомедов С. Г. Геологическое строение и локализация скарно-рудных тел месторождения Атасор.— В сб.: «Материалы по геологии некоторых эндогенных месторождений Центрального Казахстана». Алма-Ата, Изд. АН КазССР, 1962.
- Сердюченко Д. П. Еще о зеленой слюде из докембрийской толщи Курской аномалии.— Зап. Всес. мин. об-ва, 1960, ч. 89, вып. 4.
- Синдеева Н. Д. Вынос марганца из железорудного комплекса.— В сб.: «Материалы по петрографии и геохимии Кузнецкого Алатау и Алтая», ч. 1. Изд-во АН СССР, 1934.
- Синяков В. И. О геологическом строении и минеральном составе руд Леспромхозного месторождения в Горной Шории.— Геол. рудн. месторожд., 1961, № 4.
- Синяков В. И., Синякова Н. М. Бруситовые мраморы Леспромхозного месторождения.— Вестн. Зап.-Сиб. и Новосиб. геол. упр., 1959, вып. 3.
- Синяков В. И., Синякова Н. М. Монтичеллитовые скарны Горной Шории.— Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, № 6.
- Смирнов В. И. Предисловие к сборнику «Рудные регенерированные месторождения». ИЛ, 1957.
- Смирнов В. И. Металлогения геосинклиналей.— В сб.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 5. Изд-во АН СССР, 1962.
- Смирнов В. И. Очерки металлогении. Госгеоллиздат, 1963.
- Смирнов С. С. К вопросу о зональности рудных месторождений.— Изв. АН СССР, серия геол., 1937, № 6.
- Смирнов С. С. Заметки по некоторым вопросам учения о рудных месторождениях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 3.
- Смирнов С. С. Рецензия на статью П. Ниггли «Систематика магматогенных рудных месторождений».— Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1947.
- Соболев В. С. Геолого-петрологический очерк района р. Илимпей.— Изв. Гос. геогр. об-ва, 1935, 67, вып. 6.
- Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Изд. Львовск. ун-та, 1949.
- Соболев В. С. Значение железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов. Мин. сборник Львовск. геол. об-ва, № 4, 1950.
- Соболев Н. В. Парагенетические типы гранатов. Изд-во «Наука», 1964.
- Соколов Г. А. Типы и условия образования магматогенных железных руд СССР.— В сб.: «Железорудная база черной металлургии СССР». Изд-во АН СССР, 1957.

- Соколов Г. А. Геология закономерности состава и вопросы генезиса магнетитовых месторождений Тургайского прогиба.— Труды Объединенной кустанайской научной сессии, 1958, 2.
- Соколов Г. А. Принципы составления металлогенической карты СССР по железу в масштабе 1:5 000 000.— В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. II. Изд-во АН СССР, 1959.
- Соколов Г. А. Некоторые проблемы эндогенного рудообразования и пути дальнейших исследований.— Геол. рудн. месторожд., 1961, № 5.
- Соколов Г. А., Павлов Д. И. Геохимия титана в метасоматическом процессе.— Докл. АН СССР, 1962, 142, № 2.
- Солодовникова Л. Л. О скаполите Глафириноского рудника Хакасии.— Учен. зап. ЛГУ, серия геол., 1955, вып. 5, № 188.
- Степанов И. С. Количественная характеристика степени равномерности оруденения.— Докл. АН СССР, новая серия, 1941, 30, № 6.
- Страхов Н. М. Железородные фации и их аналогии в истории земли.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, серия геол., 1947, вып. 73.
- Сумин Н. Г. Об элементах-примесях в шпинелях.— Труды Мин. музея, 1950, вып. 2.
- Сумин Н. Г. О натровом метасоматозе в скарновых железородных месторождениях.— В сб.: «Вопросы петрографии и минералогии», т. I. Изд-во АН СССР, 1953.
- Сумин Н. Г. О некоторых особенностях апатита скарново-железородных месторождений.— Труды Мин. музея, 1957, вып. 8.
- Татарский В. Б. Кристаллооптика и иммерсионный метод определения вещества. Изд. ЛГУ, 1949.
- Татаринов П. М., Магакьян И. Г. Опыт классификации постмагматических месторождений.— Зап. Всес. мин. об-ва, 1949, № 3.
- Туровский С. Д. О минералого-геохимическом признаке генетической связи постмагматических рудных проявлений с интрузивными породами.— Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 6.
- Тэнтон Т. Л. Железные руды Канады.— В сб.: «Железородные месторождения мира», т. I. ИЛ, 1955.
- Унсков В. А. Алтае-Саянская складчатая область. Геол. строение СССР, т. 3. Госгеолтехиздат, 1958.
- Унсков В. А. Закономерности размещения кобальтового оруденения в каледонидах юга Средней Сибири.— В сб.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. I. Изд-во АН СССР, 1958.
- Усов М. А. Геологическое строение Абаканского железородного месторождения Енисейской губернии. Томск, 1918.
- Усов М. А. Тельбесская группа железородных месторождений.— В сб.: «Минерально-сырьевая база КМК». Томск, 1933.
- Усов М. А. Краткий курс рудных месторождений. Томск, Изд-во «Кубуч», 1933.
- Усов М. А. Геология рудных месторождений Зап.-Сиб. края. Томск, 1936.
- Ферсман А. Е. Геохимия, т. IV, 1939.
- Филатов К. С. Абаканское железородное месторождение.— Вестн. ЗСГРУ, 1931, вып. 3.
- Черепанова Е. П., Емельяненко И. И., Нестерко А. Д. Ампалькское железородное месторождение.— Сов. геология, 1960, № 7.
- Чистяков В. К. О мушкетовите из скарнов Уйюкского железородного района в Горной Шории.— Изв. Высш. учебн. завед., серия геол. и разведка, 1959, № 8.
- Чураков А. Н. Кузнецкий Алатау.— В сб.: «Очерки по геологии Сибири». Изд-во АН СССР, 1932.
- Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. Изд-во АН СССР, 1955.
- Шабьнин Л. И. К диагностике боратов в магнезиальных скарнах.— Зап. Всес. мин. об-ва, 1955, № 3.
- Шаралов В. Н. К вопросу о соотношениях даек, скарнов и руд на Шерегешевском месторождении в Горной Шории.— Геол. и геофиз., 1960, № 9.
- Шатский Н. С. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями.— Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 5.
- Шахов Ф. Н. Ассоциации рудных минералов в железородных месторождениях Тельбесского района.— Изв. Зап.-Сиб. отд. геолкома, 1930, 10, вып. 4.
- Шахов Ф. Н. Состав и генезис руд Коргонского железородного месторождения на Алтае.— В кн.: «Сборник по геологии Сибири, посвященный проф. М. А. Усову». Томск, изд. ЗСГРТ, 1933.
- Шахов Ф. Н. К теории контактовых месторождений.— Труды ГГИ ЗСФ АН СССР, 1947, вып. 1.
- Шахов Ф. Н. К вопросу о происхождении гранитных магм. Сб. Львовск. геол. об-ва, № 10, 1956.
- Шахов Ф. Н. Текстуры руд. Изд-во АН СССР, 1961.
- Шахов Ф. Н. Принципы систематики эндогенных рудных месторождений.— Геол. и геофиз., 1962, № 10.

- Шелковников А. Д. О комагматичности некоторых интрузивных и эффузивных комплексов северо-западной части Восточного Саяна.— В сб.: «Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края», вып. 3. Красноярск, 1962.
- Шнейдерхен Г. Генетическая классификация месторождений на геотектонической основе.— В сб.: «Рудные регенерированные месторождения». ИЛ, 1957.
- Шнейдерхен Г. Рудные месторождения. ИЛ, 1958.
- Штейнберг Д. С. Некоторые закономерности локализации Уральских эндогенных месторождений железа и меди, генетически связанных с интрузиями.— Труды Свердловского горн. ин-та им. В. В. Вахрушева, 1955, вып. XXII.
- Штейнберг Д. С. Основные проблемы магматизма и метаморфизма Урала.— Труды Первого Уральского петрогр. совещания, 1963, 1.
- Штейнберг Д. С., Фоминых В. Г. Состав акцессорного титаномагнетита в различных генетических типах гранитоидов Урала.— Докл. АН СССР, 1961, 139, № 5.
- Штейнберг Д. С., Фоминых В. Г. О составе титаномагнетитов Урала.— Докл. АН СССР, 1962, 147, № 6.
- Щербина В. В. Распределение ванадия в титаномагнетитах и во вмещающих породах.— Труды СОПС АН СССР, серия Уральская, 1936, вып. 2.
- Щербина В. В. Формы переноса химических элементов в процессах минералообразования и условия их концентрации.— В сб.: «Вопросы геохимии и минералогии». Изд-во АН СССР, 1966.
- Щербина В. В. О геохимических условиях выделения окисных соединений из силикатов.— В сб.: «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд». Изд-во АН СССР, 1963.
- Эгран Е., Гоксу К. Железорудные месторождения Турции.— В сб.: «Железорудные месторождения мира», т. 1. ИЛ, 1955.
- Юрк Ю. Ю., Шнюков Е. Ф. Рудные минералы Криворожской железорудной полосы. Киев, 1958.
- Язбутис Э. А. Таштагольско-Кочуринское рудное поле.— В сб.: «Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области», т. 1, кн. 2. Изд-во АН СССР, 1959.
- Яковлев Б. Г. К вопросу о генезисе плагиогранитов Инского магнетитового месторождения.— Материалы геол. и полезн. ископ. Сибири. Труды СНИИГТИМС, вып. 6, Госгеолтехиздат, 1961.
- Beck R. Lehre von den Erzlagernstätten, Bd. 1, Berlin, 1909.
- Breithaupt A. Die Paragenesis der Mineralien. Freiberg, 1849.
- Farmer V. C. The infra-red spektra of talk, saponite and hektorite.— Min. Mag., 1958, 31.
- Fryklund V. A. Harner R. Komment's on minor elements in pyrrhotite.— Econ. Geol., 1955, 50, N 5.
- Hickok W. O. The Iron Ore Denosits at Cornwall, Pensilvania,— Econ. Geol., 1933, 28, № 3.
- Lindgren W. Processes of mineralisation and enrichment in the Tintic Mining District, Utan.— Econ. Geol., 1915, № 3.
- Ljunggren P. A. A magmatized Magnetite.— Geol. förner förhandl., 1959, 81, № 3.
- Nockolds S. R. Average chemical compositons of some igneous rocks.— Bull. Geol. Soc. America, 1954, 65, N 10.
- Davis H. W. a. Buck C. K. Cobalt.— Miner. Yearbook, 1951, U. S. Bur. of Mines, 1954.
- Schwartz G. M. Intergrowths of bornite and chalkopyrite.— Econ. Geol., 1931, 26, II 2.
- Serratos I. M., Bradley W. F. Infra-red absorption of OH bands in micas.— Nature, 1958, 181.
- Stubican V., Roj R. A new appoach to assignment of the infra-red absorption bands in layrer silicates.— Leit. kristal, 1961, 115, № 3-4.
- Sun M. The nature of iddingsite in some basaltic rocks of New Mexico.— Amer. Min., 1957, № 7-8.

ПРИЛОЖЕНИЯ

- I. Химический состав магнетита контактово-метасоматических месторождений.**
- II. Химический состав магнетита осадочно-метаморфогенных месторождений.**
- III. Химический состав акцессорного магнетита интрузивных пород.**

ПРИЛОЖЕНИЕ I

Таблица 1

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МАГНЕТИТА КОНТАКТОВО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ
(в вес. %)

Анзасская группа месторождений

Образцы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	Fe _{общ}	MnO	MgO	CaO	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	Co	Ni	Сумма
23-1	0,49	0,22	0,33	—	—	—	0,03	0,73	0,57	—	—	—	—	—
22-6	0,22	0,19	0,73	64,78	31,73	70,03	0,015	0,98	He обн.	—	—	—	—	98,65
72-16	1,00	0,25	0,38	70,83	25,77	—	0,03	0,18	0,78	—	—	—	—	99,22
653	1,30	0,15	0,89	—	—	68,21	0,015	1,34	He обн.	—	—	—	—	—
612	He обн.	0,19	1,59	—	—	69,42	0,02	0,80	»	—	—	—	—	—
22-9	0,67	0,24	0,40	66,90	29,79	—	0,02	0,33	0,66	—	—	—	—	99,01
12	1,30	0,23	0,38	65,76	30,20	—	0,02	0,41	0,78	—	—	—	—	99,08
10к	0,30	0,17	0,77	67,25	30,97	—	0,06	0,18	0,65	—	—	—	—	100,35
11-3	0,50	0,16	0,38	66,30	30,78	—	0,04	0,51	0,71	—	—	—	—	99,38
2791	0,75	0,19	0,40	67,89	29,80	70,94	0,01	0,13	0,08	0,17	0,01	0,001	—	99,43
2791в	He обн.	0,29	1,59	67,78	28,99	70,03	0,02	0,87	He обн.	—	—	—	—	99,54
2791д	0,68	0,32	0,64	67,60	30,00	—	0,04	0,09	0,56	—	—	—	—	99,93
2793	0,33	0,35	0,40	76,09	22,29	—	0,03	0,40	0,54	—	—	—	—	100,43
2794в	1,78	0,31	0,44	64,71	30,40	—	0,04	0,51	0,78	—	—	—	—	98,97
2796	1,66	0,26	0,59	67,74	27,78	—	0,03	0,67	1,12	—	—	—	—	99,85
49	2,48	0,12	He обн.	64,77	30,41	68,94	0,04	0,76	0,80	0,18	He обн.	He обн.	—	99,56

Т а б л и ц а 1 (продолжение)

Образцы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	Fe _{общ}	MnO	MgO	CaO	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	Co	Ni	Сумма
145	2,99	0,11	0,18	—	—	67,0	0,02	1,81	0,28	0,04	0,03	0,006	Следы	—
10	1,02	0,13	1,67	67,39	29,14	69,79	0,01	0,51	1,0	0,03	Не обн.	Не обн.	—	—
58	2,06	0,08	1,66	68,39	28,42	69,93	0,01	0,47	0,60	0,19	»	—	—	—
151a	1,71	0,54	0,40	65,47	29,87	69,08	0,06	0,18	1,30	0,20	»	—	—	—
151	1,62	0,06	Не обн.	—	—	70,67	0,02	0,18	0,10	0,04	0,03	0,005	0,01	—
36-7	2,16	0,11	0,67	73,61	22,57	69,02	0,02	0,22	0,39	—	—	—	—	99,75
63-4	Не обн.	0,19	1,86	76,49	21,15	70,03	0,01	0,36	Не обн.	—	—	—	—	100,06
63-3	1,65	0,25	1,61	73,26	23,50	69,50	0,01	0,13	0,01	0,15	Не обн.	—	—	100,57
2799в	2,24	Следы	—	—	—	68,82	0,01	0,11	Не обн.	—	—	—	—	—
86	1,18	0,10	Не обн.	66,59	30,77	70,49	0,14	0,58	0,50	0,28	Следы	Не обн.	—	100,14
89	3,32	0,10	Следы	—	—	69,20	0,024	Не обн.	0,07	0,135	0,11	0,005	0,01	—
94	—	—	1,09	—	—	—	0,02	0,13	—	0,175	0,04	—	—	—
112	1,82	0,09	0,19	—	—	70,50	0,01	—	—	0,01	0,02	0,002	Следы	—
Среднее	—	0,193	0,65	—	—	—	0,028	0,483	—	0,136	0,02	0,0025	0,005	—

П р и м е ч а н и е. Анализы обр. 22-6, 653, 2791в, 612, 63-4, 2799в выполнены в Лаборатории обогащения Института горного дела СО АН СССР В. В. Крушевской; обр. 22-1, 22-9, 72-16, 12, 2791д, 2794в, 2793, 10к и 2796 — в Центральной химической лаборатории Красноярского геологического управления, остальные — в Центральной химической лаборатории Новосибирского геологического управления.

22-1, 22-6, 72-16, 653, 612, 22-9, 12, 10к, 11-3 — Анзасское месторождение, Первое восточное рудное тело; 2791, 2791в, 2791д, 2793, 2794в, 2796, 49, 145, 10, 58, 151a, 151 — Анзасское месторождение, Второе восточное рудное тело; 36-7, 63-4, 63-3 — Анзасское месторождение, Первое западное рудное тело; 2799в — Анзасское месторождение, Второе западное рудное тело; 86, 89 и 94 — участок Шамансук; 112 — Тарташское месторождение.

Хайлеольское месторождение (Кузнецкий Алатау)

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	Fe _{общ}	MnO	MgO	CaO	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	Сумма
251	0,16	0,34	Следы	69,14	30,29	71,87	0,04	0,18	0,11	0,055	0,01	100,33
1601	0,17	0,32	Не обн.	—	—	70,66	0,01	0,09	0,41	0,22	Не обн.	—
1	0,35	0,70	0,79	68,61	28,69	—	0,20	0,43	0,26	—	—	100,03
2	—	0,28	2,18	64,25	29,69	—	0,29	0,53	—	—	—	—
3	0,38	0,33	0,51	68,05	28,60	—	1,01	0,11	1,04	—	—	100,23
Среднее	—	0,394	0,69	—	—	—	0,31	0,268	— *	0,138	0,005	—

Примечание. Анализы обр. 251 и 1601 выполнены в Центральной химической лаборатории Новосибирского геологического управления. Анализы 1, 2 и 3 взяты из статьи Г. В. Полякова, А. Е. Телешова и Ю. В. Индукаева (1962).

Образцы магнетитовых руд 251 и 1601 для исследования получены от С. М. Николаева.

Т а б л и ц а 3

Изыхгольское месторождение (Кузнецкий Алатау)

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	Fe _{общ}	MnO	MgO	CaO	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	Сумма
105	0,61	0,18	2,27	70,64	26,88	70,29	0,05	0,76	0,07	0,06	0,02	101,54
117	0,56	0,19	2,20	—	—	69,62	0,01	0,58	Следы	0,07	Следы	—
Среднее	—	0,185	2,23	—	—	—	0,03	0,67	—	0,065	0,01	—

Примечание. Анализы выполнены в Центральной химической лаборатории Новосибирского геологического управления. Образцы магнетитовых руд для исследования получены от С. М. Николаева.

Табрат-Таятская группа месторождений

Т а б л и ц а 4

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	Сумма
48	2,50	0,71	Не обн.	66,39	29,87	0,03	0,25	0,53	0,015	0,095	100,39
94	0,64	0,53	—	—	—	—	0,14	0,53	—	—	—
1	Не обн.	0,37	0,30	67,75	31,69	0,10	0,20	0,10	—	—	100,51
910к	1,15	0,29	Не обн.	69,23	29,73	0,09	0,09	0,04	Следы	Не обн.	100,62
Среднее	—	0,53	0,10	—	—	0,07	0,17	—	0,008	0,047	—

П р и м е ч а н и е. Анализы обр. 48, 94 и 910к выполнены в Химической лаборатории Института геологии и геофизики СО АН СССР аналитиком Л. А. Непенной. Анализ 1 заимствован из статьи Д. В. Калинина (1962).

48 — Таятское месторождение, скв. 2, глубина 20—23 м; 94 — Таятское месторождение, скв. 1, глубина 140—142 м; 1 — Таятское месторождение, магнетит из апатит-пироксеновой жилы пегматоидной структуры; 910к — Табрятское месторождение.

Т а б л и ц а 5

Ампалыкская группа месторождений (Кузнецкий Алатау)

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	Co	Ni	Сумма
14	1,35	0,32	Не обн.	68,00	29,31	0,14	0,16	Не обн.	0,04	Не обн.	Следы	Следы	99,33
16	0,75	0,08	1,61	69,17	26,53	0,21	0,34	0,09	0,02	0,023	0,004	0,007	98,82
29	0,55	0,23	0,33	68,91	29,52	—	0,70	0,10	0,026	Не обн.	—	—	100,64
39	—	0,16	0,09	—	—	0,17	0,18	—	—	—	0,003	0,006	—
41	1,10	0,23	1,37	62,24	32,99	0,19	0,19	Следы	—	—	—	—	98,31
80	—	0,54	0,40	—	—	0,21	0,17	—	—	—	—	—	—
83	0,13	0,05	1,09	69,68	29,81	0,22	0,91	0,07	Сл.	0,026	—	—	101,99
71	0,28	0,09	0,44	69,65	30,12	0,12	0,28	0,09	0,030	0,024	—	—	100,13
100	0,61	0,21	0,03	—	—	0,12	0,39	Следы	0,033	0,013	—	—	—
Среднее	—	0,21	0,59	—	—	0,17	0,37	—	0,025	0,014	0,002	0,004	—

П р и м е ч а н и е. Все анализы выполнены в Центральной химической лаборатории Новосибирского геологического управления
14 — Центральное месторождение, скв. 3, глубина 261 м; 16 — Центральное месторождение, скв. 3, глубина 320 м; 29 — Центральное месторождение, скв. 3, глубина 471 м; 39 — Центральное месторождение, скв. 2, глубина 228 м; 41 — Центральное месторождение, скв. 2, глубина 284 м; 80 — Центральное месторождение, скв. 19, глубина 230—239 м; 83 — Центральное месторождение, скв. 21, глубина 313,5 м; 71 — Северное месторождение, скв. 86; 100 — Северное месторождение, скв. 71.

Т а б л и ц а 6

Инское месторождение (Горный Алтай)

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	Fe _{общ}	MnO	MgO	CaO	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	Co	Ni	Сумма
1	0,37	0,21	0,88	—	—	71,76	0,13	0,36	0,29	0,015	0,016	—	—	—
2	—	0,41	Следы	—	—	71,39	0,14	0,14	—	—	—	—	—	—
3	—	0,07	0,18	—	—	71,76	0,09	0,13	—	—	—	0,001	0,002	—
4	—	0,10	0,35	—	—	71,79	0,06	0,04	—	—	—	Следы	0,001	—
5	0,52	0,21	1,53	—	—	71,30	0,08	0,40	0,32	0,035	0,020	0,0003	0,0008	—
33	—	0,80	—	—	—	—	0,11	—	—	0,13	0,018	0,007	Следы	—
211	—	0,86	—	—	—	—	0,06	—	—	0,03	Следы	Следы	0,008	—
50	0,50	0,11	1,24	69,73	29,48	—	0,11	0,54	0,14	0,015	»	0,004	Следы	101,86
337	0,40	0,20	0,49	68,76	30,01	—	0,19	0,22	0,09	Следы	Не обн.	—	—	100,36
349	0,50	0,07	Не обн.	69,23	30,44	—	0,11	Не обн.	0,09	»	»	—	—	100,44
402	0,27	0,42	0,97	—	—	—	0,14	0,06	0,10	Не обн.	0,004	—	—	—
Среднее	—	0,32	0,63	—	—	—	0,11	0,21	—	0,028	0,007	0,002	0,002	—

П р и м е ч а н и е. Все анализы выполнены в Центральной химической лаборатории Новосибирского геологического управления.

1 — Юго-западный участок, скв. 36, глубина 182,4—183,8 м; 2 — Юго-западный участок, скв. 36, глубина 211,75—213,55 м; 3 — Юго-западный участок, скв. 53; 4 — Юго-западный участок, скв. 42, глубина 108 м; 5 — Юго-западный участок, скв. 42, глубина 106 м; 33 — Восточный участок, скв. 109, 211 — Юго-западный участок, скв. 33; 50 — Главное рудное тело, штольня № 1; 337 — Юго-западный участок, скв. 161, глубина 416,5 м; 349 — Юго-западный участок, скв. 161, глубина 491 м; 402 — Юго-западный участок, скв. 161, глубина 565 м.

Белорецкое месторождение (Горный Алтай)

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	Co	Ni	Сумма
1 *	0,22	0,08	1,24	67,39	30,62	0,02	0,12	0,14	—	—	—	—	99,83
8 *	0,80	0,09	0,95	67,35	30,47	0,08	0,21	0,24	—	—	—	—	100,19
70	0,50	0,12	0,04	68,45	30,15	0,04	0,04	0,03	Следы	Не обн.	Следы	Следы	99,37
76	0,45	0,08	0,67	69,31	29,61	0,07	0,05	0,10	»	0,024	»	»	100,34
9 *	1,03	0,11	1,93	66,42	30,40	0,08	0,14	0,21	—	—	—	—	99,32
11 *	1,22	0,11	0,32	67,50	30,19	0,05	0,17	0,45	—	—	—	—	100,01
15 *	1,88	0,17	0,27	67,38	29,64	0,03	0,19	0,37	0,01	Не обн.	—	—	99,94
247	0,75	0,06	Не обн.	69,52	29,61	0,04	0,04	—	Следы	»	—	—	100,02
25 *	1,39	0,14	0,64	66,60	30,37	0,07	0,33	0,35	0,03	0,05	Следы	Следы	99,89
28 *	1,68	0,24	0,84	66,56	29,75	0,05	0,34	0,41	—	—	—	—	99,83
30 *	1,47	0,06	0,47	67,79	29,61	0,04	0,11	0,21	0,01	Не обн.	—	—	99,77
220	1,30	0,10	Следы	69,06	29,70	0,064	0,17	0,21	—	—	—	—	100,60
180	0,75	0,06	Не обн.	69,01	30,02	0,04	Не обн.	0,03	0,01	Не обн.	Следы	0,085	—
31	0,07	0,95	0,67	67,70	30,37	0,09	0,22	0,19	—	—	—	—	100,88
112	0,50	0,12	0,04	68,45	30,15	0,04	0,04	0,03	Следы	Не обн.	Следы	Следы	99,38
16 *	0,80	0,13	0,96	67,23	30,04	0,08	0,20	0,27	—	—	—	—	99,71
486	0,20	0,07	0,22	—	—	0,25	1,19	0,09	Следы	0,02	0,008	—	—
24 *	1,00	0,17	0,32	68,65	29,58	0,03	0,05	0,07	»	Не обн.	—	—	99,87
35 *	1,11	0,14	0,80	67,60	29,74	0,08	0,32	0,45	—	—	—	—	100,24
40 *	1,22	0,15	0,65	67,33	30,12	0,04	0,05	0,39	—	—	—	—	99,96
126	0,68	0,07	0,14	69,14	29,38	0,05	0,06	0,21	Следы	Не обн.	—	—	99,98
31 *	1,11	0,15	0,22	69,73	29,23	0,08	0,22	0,14	»	»	—	—	100,88
19	1,23	0,14	1,19	66,64	30,26	0,12	0,14	0,27	—	—	—	—	99,99
Среднее	—	0,11	0,56	—	—	0,07	0,19	—	0,005	Следы	0,001	—	—

Примечание. Все анализы выполнены в Центральной химической лаборатории Новосибирского геологического управления.

Тринадцать проб магнетита (со знаком *) выделены из групповых проб руд, переданных нам Белорецкой геологоразведочной партией ЗСГУ, остальные выделены из штучных образцов рудного керна.

1 — скв. 17, глубина 118,2—123,4 м; 8 — скв. 17, глубина 190,1—200,0 м; 70 — скв. 19, глубина 270,5 м; 76 — скв. 19, глубина 284,9—290 м; 9 — скв. 9, глубина 165,9—179,2 м; 11 — скв. 9, глубина 190,1—203,9 м; 15 — скв. 9, глубина 258,7—273,6 м; 247 — скв. 29, глубина 30—31,2 м; 25 — скв. 15, глубина 200,7—216 м; 28 — скв. 15, глубина 246,8—255,5 м; 30 — скв. 15, глубина 292,1—302,0 м; 220 — скв. 15, глубина 290 м; 180 — скв. 24, глубина 180 м; 31 — скв. 25, глубина 413,5—418,5 м; 112 — скв. 38, глубина 47,3 м; 16 — скв. 23, глубина 174,1—187,0 м; 486 — скв. 55, глубина 464,5 м; 24 — скв. 23, глубина 257,1—264,8 м; 35 — скв. 14, глубина 84,0—89,0 м; 40 — скв. 14, глубина 130,6—139,6 м; 126 — скв. 45, глубина 115,8—123 м; 31 — скв. 24, глубина 108 м; 19 — скв. 23, глубина 06,8—213,3 м.

Кондомская группа месторождений (Горная Шория)

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	Fe _{общ.}	MnO	MgO	CaO	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	Сумма
21	0,26	0,32	2,48	71,81	25,50	69,99	1,60	0,79	He обн.	—	—	99,73
1188	0,62	0,20	1,51	69,57	25,11	—	2,06	0,83	»	—	—	99,90
1269	0,32	0,76	0,87	68,35	29,96	—	0,39	0,18	0,10	0,015	0,03	100,97
880	1,38	0,20	3,11	68,61	26,73	—	0,90	0,69	0,80	—	—	102,42
1003	0,86	0,32	2,33	71,81	26,32	70,31	0,50	0,18	He обн.	—	—	99,40
773	—	0,24	—	—	—	—	1,97	—	—	0,052	0,003	—
502	0,38	0,14	0,51	68,88	29,95	—	0,41	0,36	0,05	—	—	100,68
320	0,21	0,29	1,92	—	—	72,19	0,30	0,18	He обн.	0,022	0,0014	—
633	1,50	0,13	0,70	66,14	30,20	—	0,13	0,36	0,31	—	—	99,47
1090	0,76	0,10	1,75	70,92	25,11	—	0,33	0,98	He обн.	—	—	99,95
1098	1,94	0,19	1,50	67,74	29,45	—	0,46	0,29	»	—	—	101,57
1338	0,68	0,10	2,09	72,71	24,30	—	0,04	1,03	»	—	—	100,95
1409	0,61	0,25	0,73	69,30	29,24	—	0,25	0,23	0,35	0,055	0,005	100,96
1126	1,25	0,23	0,77	67,30	30,23	—	0,05	0,04	0,45	—	—	100,32
111	0,35	0,07	0,72	—	—	72,09	0,11	He обн.	0,03	—	—	—
1041	0,42	0,25	1,54	—	—	71,56	0,02	0,47	He обн.	—	—	—
568	1,08	He обн.	0,90	66,96	29,55	—	0,19	0,47	0,10	—	—	99,25
1039	1,10	0,23	0,22	68,61	29,06	—	0,05	0,04	1,05	—	—	100,36
1044	1,31	0,15	1,92	—	—	70,94	0,02	0,33	He обн.	—	—	—
Среднее	—	0,21	1,38	—	—	—	0,51	0,37	—	0,036	0,013	—

П р и м е ч а н и е. Анализы обр. 1269, 502, 633, 1098, 1409, 1126, 568 и 1039 выполнены в Химической лаборатории Химикометаллургического института СО АН СССР аналитиком А. Е. Коротких; обр. 1188, 880, 1003, 773, 320, 1090, 1338, 1041, 1044 — в Лаборатории обогащения Института горного дела СО АН СССР аналитиками В. В. Крушевской и В. Г. Толстикиной; обр. 21 — в Центральной химической лаборатории Новосибирского геологического управления. В обр. 1269 дополнительно определено Co — 0,001% и Ni — следы.

21, 1188, 1269, 880, 1003, 773, 502 — магнетит Шерегешевского месторождения; 502 — магнетит из руды в непосредственном контакте с послерудными гранитами; 320, 633, 1090 и 1098 — магнетит Шальмского месторождения; 1338, 1409, 1126, 111 — магнетит Таштагольского месторождения; 1041, 568, 1039, 1044 — магнетит Кочуринского месторождения.

Т а б л и ц а 9

Ирбинская группа месторождений

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	Co	Ni	Сумма
18	—	0,14	—	—	—	0,28	—	—	0,015	0,006	0,017	0,010	—
205	3,24	0,20	—	71,25	22,49	0,30	0,74	0,82	0,007	0,009	—	—	99,05
39	0,87	0,02	Не обн.	70,35	28,55	0,12	0,40	0,21	Не обн.	Не обн.	0,005	Следы	100,92
67	1,10	0,284	0,34	73,70	25,28	0,07	0,28	0,48	0,016	0,029	—	—	101,50
263	3,36	0,26	0,74	66,76	27,21	0,092	0,46	0,56	0,013	0,107	—	—	99,56
173	0,46	0,27	0,45	72,50	25,28	0,044	0,39	0,26	0,018	0,025	—	—	99,69
183	0,30	0,40	0,85	71,13	28,30	0,09	0,26	0,27	0,010	0,064	—	—	101,67
Среднее	—	0,23	0,48	—	—	0,14	0,42	—	0,011	0,032	0,011	0,005	—

П р и м е ч а н и е. Анализы обр. 18 и 39 выполнены в Центральной химической лаборатории Новосибирского геологического управления, остальные — в лаборатории Института геологии и геофизики СО АН СССР.

18 — Центральное месторождение, скв. 120, глубина 152 м; 205 — Центральное месторождение, участок Ключевой, скв. 25к; 39 — Гранатовое месторождение, скв. 77, глубина 164 м; 67 м — Гранатовое месторождение, скв. 93, глубина 272 м; 263 — Гранатовое месторождение, скв. 143; 173 и 183 — месторождение Знаменка скв. 3 и 6.

Краснокаменная группа месторождений
Элементы-примеси в магнетите

№ образца	TiO ₂	MnO	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	Co	Ni
41	0,31	0,08	Не обн.	Не обн.	—	—
42	0,62	0,08	0,01	0,004	—	—
46	0,21	0,04	Не обн.	0,009	—	—
15	—	0,08	Следы	0,02	0,004	Следы
18	0,26	0,06	0,02	Не обн.	Следы	»
39	—	0,07	0,01	0,02	0,01	»
1	0,50	Не обн.	—	—	—	—
2	0,36	»	—	—	—	—
24	—	0,083	Следы	0,02	0,001	Не обн.
3	0,36	Следы	—	—	—	—
Среднее	0,36	0,05	0,006	0,010	0,004	Следы

П р и м е ч а н и е. Анализы выполнены в Химической лаборатории Института геологии и геофизики СО АН СССР аналитиком Л. А. Непеиной. Данные по содержанию TiO и MnO в обр. 1, 2 и 3 заимствованы из отчета Г. А. Крутова и др. (1962).

41, 42 и 46 — месторождение Одиночное; 15, 18, 39, 1 — месторождение Рудный Каскад, Центральный участок; 2 — месторождение Рудный Каскад, Центральный участок (мушкетовит); 24 и 3 — месторождение Рудный Каскад, Восточный участок.

Т а б л и ц а 11

Мульгинское месторождение

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃
2	2,21	0,54	0,66	65,0	30,84	0,14	0,52	1,02	0,06	0,013
3	0,79	0,29	1,86	65,67	29,84	0,10	0,59	0,30	0,025	0,004
Среднее	—	0,42	1,26	—	—	0,12	0,56	—	0,042	0,008

П р и м е ч а н и е. Анализы выполнены в Центральной химической лаборатории Новосибирского геологического управления.

2 — скв. 16, глубина 297—300 м; 3 — скв. 14, глубина 220—222 м.

Т а б л и ц а 12

Тереховское месторождение (Восточный Саян)

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	Сумма
10	0,94	0,11	0,74	68,95	28,95	0,15	0,35	0,19	Следы	Не обн.	100,38
8	0,54	0,10	1,95	67,51	28,91	0,60	1,43	0,30	0,01	0,006	101,35
Среднее	—	0,11	1,34	—	—	0,38	0,89	—	0,005	0,003	—

П р и м е ч а н и е. Анализы выполнены в Центральной химической лаборатории Новосибирского геологического управления. 10 и 8 — участок Медвежий из разведочных канав.

Тейская группа месторождений (Кузнецкий Алатау)

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	Fe _{общ.}	MnO	MgO	CaO	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	Co	Ni	Сумма
2	1,99	0,39	2,23	62,03	30,30	66,93	0,15	3,02	0,21	0,015	0,022	0,003	—	100
3	1,12	0,18	1,02	67,49	29,05	69,77	0,09	1,64	0,25	0,01	0,015	—	—	100,86
819-7	4,12	0,15	2,33	—	—	66,89	0,08	0,41	0,75	0,01	He обн.	0,004	—	—
37	1,95	0,51	6,66	58,82	28,96	—	0,09	0,21	0,49	—	—	—	—	97,69
46	1,67	0,74	He обн.	—	—	—	0,40	2,54	0,05	—	—	—	—	—
145	1,57	0,25	2,05	65,78	28,88	—	—	1,54	0,30	0,015	0,008	—	—	100,12
51	4,62	0,39	1,68	—	—	—	0,17	4,77	0,10	He обн.	0,006	—	—	—
65	1,32	0,31	0,45	65,87	28,37	—	0,05	1,90	0,80	»	0,005	—	—	99,07
1д	1,31	—	2,78	60,56	26,47	63,09	0,19	5,0	0,38	—	—	—	—	—
2д	0,62	—	0,68	63,32	28,19	66,45	0,11	2,63	1,44	—	—	—	—	—
3д	1,46	—	1,76	58,71	28,86	64,18	0,07	2,45	1,50	—	—	—	—	—
16	2,58	0,002	0,55	65,30	27,97	—	—	0,33	2,28	Следы	He обн.	—	—	99,01
17	—	0,02	1,55	—	—	—	—	0,09	—	»	0,004	—	—	—
27	4,50	0,07	1,80	61,12	28,81	—	—	1,12	1,50	»	0,006	—	—	98,92
87	0,82	0,31	2,46	64,21	26,10	—	—	3,90	0,22	0,015	He обн.	—	—	98,04
236	0,30	0,37	2,04	—	—	—	0,31	1,89	0,31	0,015	»	0,004	—	—
102	1,32	0,22	1,27	66,46	26,53	—	—	1,96	0,33	0,01	»	—	—	99,10
109	0,89	0,52	2,03	64,32	28,81	—	—	1,98	0,78	He обн.	0,008	—	—	99,34
95	0,52	0,35	1,95	66,07	28,55	—	0,14	1,03	0,56	»	0,002	—	—	99,04
96	2,09	0,14	1,19	67,0	27,10	—	—	2,24	0,61	0,015	0,024	—	—	100,41
Среднее	—	0,29	1,82	—	—	—	0,15	2,03	—	0,007	0,007	0,004	—	—

П р и м е ч а н и е. Анализы обр. 1д, 2д и 3д приведены по данным В. А. Дусяцкого; 61, 65, 17 и 95 — выполнены в Химической лаборатории Института геологии и геофизики СО АН СССР А. В. Ефремовой; остальных — в Центральной химической лаборатории Новосибирского геологического управления.

2, 3, 819-7, 37, 46, 145, 51, 65, 1д, 2д и 3д — Тейское месторождение; 16, 17 и 27 — Абагасское месторождение; 87, 236 — Ельгентагское месторождение; 102 и 109 — Тузуксинское месторождение; 95, 96 — Хабзасское месторождение.

Т а б л и ц а 14

Абаканская группа месторождений (Западный Саян)

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	Fe _{общ.}	MnO	MgO	CaO	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	Сумма
1	0,83	0,16	Не обн.	72,71	25,16	70,21	0,01	0,50	0,35	0,03	0,03	99,78
2	1,48	0,06	3,12	75,03	20,27	68,24	0,02	0,47	1,40	0,06	Не обн.	101,91
3	1,04	0,15	1,14	66,99	30,95	70,91	0,02	0,33	0,30	0,03	»	100,95
5	3,74	0,11	—	62,16	29,24	66,13	0,01	0,51	2,60	0,02	»	—
9	1,03	0,09	0,10	—	—	69,65	0,02	0,40	0,50	0,02	»	—
157	1,22	0,12	Не обн.	70,98	25,46	69,42	0,013	0,54	0,15	—	—	93,57
132	1,16	0,16	»	67,78	28,99	70,03	0,013	1,30	0,15	—	—	99,64
291	2,61	0,29	»	64,01	30,16	68,21	0,026	1,37	0,15	—	—	98,62
1а	0,70	0,10	0,56	69,38	30,69	72,35	0,03	0,13	0,11	Следы	0,02	101,72
Среднее	—	0,14	0,61	—	—	—	0,02	0,62	—	0,03	0,008	—

П р и м е ч а н и е. Анализы обр. 1, 2, 3, 5 и 9 выполнены в Химической лаборатории Томской комплексной экспедиции; остальные — в Центральной химической лаборатории Новосибирского геологического управления.

1 — Третье рудное тело; 2 — Северный фланг Главной рудной залежи, гор. 714—726 м; 3 — Главная рудная залежь, гор. 738—750 м; 5 — Южный фланг Главной рудной залежи, гор. 786—798 м; 9 — Северный фланг Главной рудной залежи, гор. 738—750 м; 157 — Третье рудное тело (Северная штольня); 132 — штольня Южная; 291 — Капитальная штольня; 1а — Алексеевское месторождение, разведочная штольня.

Месторождение Самсон (Кузнецкий Алатау)

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	Сумма
179	0,60	0,21	0,30	69,67	28,95	0,03	0,28	0,40	Следы	Не обн.	100,41
208	0,89	0,13	0,67	67,37	30,31	0,05	0,56	0,78	0,015	»	100,72
237	0,75	0,23	6,21	62,18	29,81	0,03	0,56	0,44	0,01	0,004	100,19
Среднее	—	0,19	—	—	—	0,04	0,47	—	0,008	0,001	—

П р и м е ч а н и е. Все анализы выполнены в Центральной химической лаборатории Новосибирского геологического управления.

179 — Главное рудное тело (отвал разведочного шурфа); 208 — скв. 43, глубина 53,3—53,8 м; 237 — скв. 44, глубина 83,5 м.

Т а б л и ц а 16

Камыштинское месторождение

№ образца	TiO ₂	MnO	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	Cu
530	0,03	0,12	0,023	0,006	Не обн.

П р и м е ч а н и е. Анализ выполнен в Химической лаборатории Института геологии и геофизики СО АН СССР аналитиком Л. А. Непеиной. Образец магнетитовой руды для исследования получен от Е. С. Сергеевой.

Т а б л и ц а 17

Месторождение Темир-Тау (Горная Шория)

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	Fe _{общ.}	MnO	MgO	CaO	$\frac{1}{2}$ V ₂ O ₅	$\frac{1}{2}$ Cr ₂ O ₃	Сумма
2	—	0,32	—	—	—	—	0,28	—	—	—	—	—
19	—	0,05	0,53	—	—	69,72	0,25	1,23	—	—	—	—
44	0,72	0,23	1,32	68,15	28,34	—	0,71	1,04	0,30	—	Не обн.	100,85
139	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,015	0,024	—
Среднее	—	0,20	0,94	—	—	—	0,41	1,13	—	0,015	0,012	—

П р и м е ч а н и е. Анализы обр. 2, 19 и 44 выполнены в Аналитической лаборатории Химико-металлургического института СО АН СССР А. Е. Коротких; 139 — в Центральной химической лаборатории Новосибирского геологического управления; в этом образце также дополнительно определено: Со — следы и Ni — следы.

2 — Угловая залежь; 19, 44 и 139 — Восточное рудное тело.

Т а б л и ц а 18

Леспромхозное месторождение

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	Co	Ni
291	0,30	0,03	1,10	69,46	27,63	1,09	1,57	0,03	—	0,001	Не обн.	Следы
2	0,30	0,06	0,96	66,74	28,49	1,39	1,47	0,05	0,01	Следы	»	Не обн.
3	0,45	0,07	3,78	65,11	27,69	1,32	1,29	0,25	0,01	»	Следы	Следы
4	0,70	0,04	2,17	68,18	28,35	1,19	1,35	0,03	—	0,003	0,003	»
5	0,85	0,04	0,38	67,22	27,32	0,65	1,73	0,37	0,018	Следы	Следы	Не обн.
6	0,35	0,04	0,67	67,65	28,59	0,83	1,24	Следы	Следы	»	0,003	»
7	0,50	0,04	2,30	68,77	24,61	5,21	1,77	0,5	»	»	Следы	»
Среднее	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

П р и м е ч а н и е. Анализы приведены по материалам А. И. Васильевой, В. Г. Демчук А. М. Дымкина и др. (1962).

Сухаринская группа

Т а б л и ц а 19

№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	V ₂ O ₅	Co
1	1,30	0,10	1,66	68,49	29,25	0,044	0,30	0,27	Следы	Следы
2	0,17	0,14	He обн.	68,45	29,89	0,030	0,41	0,07	»	0,002
3	0,15	0,11	0,45	70,64	28,34	0,014	0,43	0,33	0,005	0,002
4	0,45	0,21	He обн.	67,65	28,99	0,028	0,36	0,55	0,01	0,001
5	0,23	0,14	»	67,66	30,44	0,28	0,33	0,11	0,004	0,002
6	0,94	0,145	0,05	69,11	29,86	0,021	0,36	0,11	0,012	0,002
7	0,75	0,06	0,60	67,78	30,63	0,028	0,38	0,06	Следы	0,001
8	6,72	0,018	0,60	68,12	30,03	0,064	0,43	0,44	»	0,002
9	0,67	0,01	0,74	63,15	30,15	2,40	0,66	0,61	»	0,001
10	0,46	0,02	He обн.	68,06	30,44	0,10	0,40	0,28	»	0,001
11	1,28	0,095	0,62	67,57	29,43	0,17	0,56	0,99	0,015	0,0012
12	0,67	0,085	0,88	67,58	29,79	0,11	0,48	0,22	0,01	0,001
13	0,50	0,04	He обн.	70,05	28,30	0,12	0,33	0,04	Следы	0,018
14	0,34	0,05	0,96	68,55	30,73	0,097	0,10	0,22	0,01	0,002
15	0,70	0,02	0,41	68,03	29,98	0,066	0,42	0,05	Следы	0,001
16	0,38	0,005	0,76	69,13	29,61	0,20	0,30	0,17	»	0,001
17	0,26	0,005	0,50	69,18	29,47	0,27	0,13	0,11	»	0,0014
Среднее			8,23				6,38			

Примечание. Cr₂O₃ — следы; Ni — следы.

Анализы заимствованы из отчета А. И. Васильевой, В. Г. Демчук, А. М. Дымкина и др. (1962).

1 — месторождение Южный Аргыш-Таг; 2—6 — месторождение Северный Аргыш-Таг; 7—8 — месторождение Левая Сухаринка; 9—14 — месторождение Правая Сухаринка; 15—17 — месторождение Самарское.

Таблица 20

Месторождения Юго-Западные и Северо-Восточные Штоки (Горная Шория)

№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	Mn●	MgO	CaO	Co	Ni	Cu
1	2,33	0,09	0,48	69,13	27,23	0,09	0,24	0,22	0,004	Следы	0,01
2	0,85	0,06	0,15	67,87	30,20	0,05	0,027	0,07	Следы	Не обн.	—
3	1,15	0,07	0,70	70,03	28,70	0,15	0,11	0,14	0,003	Следы	0,01
4	0,74	0,10	Не обн.	72,15	27,16	0,14	0,15	0,07	0,002	»	0,01
5	1,35	0,05	0,80	66,83	31,15	0,14	0,20	0,17	Не обн.	»	0,017
6	0,80	0,06	0,74	68,74	30,33	0,07	0,04	0,10	0,002	»	0,01
7	0,85	0,08	1,09	66,99	31,44	0,18	0,18	0,09	Не обн.	»	0,01
8	1,05	0,12	0,71	67,50	30,86	0,18	0,18	0,06	»	»	0,01
9	0,68	0,17	Не обн.	69,02	30,21	0,05	0,07	0,18	0,002	»	0,01
10	1,10	0,11	0,10	68,52	30,21	0,09	0,07	0,43	0,0014	»	0,01
11	1,37	0,08	0,40	66,66	30,64	0,09	0,56	0,34	0,001	»	0,01
12	1,01	0,15	0,21	68,52	29,43	0,045	0,19	0,09	Следы	Не обн.	—
13	1,35	0,09	Не обн.	70,80	27,14	0,11	0,14	0,33	Следы	Следы	0,01
14	0,85	0,07	0,08	67,63	26,79	0,083	0,13	0,19	0,008	Не обн.	—
15	1,09	0,04	1,13	65,20	30,53	0,10	0,30	0,28	Следы	»	—
16	0,45	0,05	0,34	69,48	30,35	0,12	0,22	Не обн.	0,001	Следы	0,01
17	0,88	0,13	Не обн.	68,92	29,58	0,064	0,14	»	Не обн.	Не обн.	—
18	1,14	0,05	»	67,68	30,45	0,09	0,16	0,95	0,04	Следы	0,01
19	1,10	0,09	»	66,19	30,14	0,14	0,14	0,37	Не обн.	»	0,01
20	0,90	0,07	1,49	68,86	29,36	0,11	0,37	Не обн.	Следы	Не обн.	—
21	1,16	0,09	2,09	68,68	—	0,08	0,45	0,23	»	»	—
22	1,25	0,06	0,42	68,63	29,36	0,08	0,22	0,19	»	»	—
23	1,16	0,12	Не обн.	71,61	29,95	0,055	0,11	0,03	»	»	—
24	0,96	0,03	»	67,44	29,65	0,096	0,20	0,15	0,002	»	—
25	Не обн.	0,06	0,31	70,03	24,27	1,76	2,99	Не обн.	0,003	»	—
26	2,90	0,09	0,74	68,82	26,77	0,08	0,25	0,66	Не обн.	Следы	0,06
27	0,90	0,036	0,50	66,12	29,64	0,15	0,25	0,08	0,001	»	0,02
28	0,10	0,05	0,46	65,24	29,56	0,14	0,06	0,14	0,03	»	0,015
Среднее											

Примечание. Анализы заимствованы из отчета А. И. Васильевой, В. Г. Демчук, А. М. Дымкина и др. (1962).

1—11 — месторождение Юго-Западные Штоки, скв. 480, гл. 129—207 м; 12—28 — месторождение Северо-Восточные Штоки, скв. 222, 468, 484, 400.

Тельбесское месторождение

№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	Co	Ni
1	0,67	0,005	Не обн.	70,08	29,20	0,11	0,90	0,17	Следы	Следы	0,0012	Следы
2	1,57	0,005	0,42	71,13	25,72	0,10	0,40	0,22	0,01	»	0,0014	»
3	0,85	0,06	Не обн.	71,36	27,77	0,04	0,20	0,16	Следы	—	0,001	Не обн.
4	0,61	0,10	0,07	70,54	28,77	0,05	0,23	0,05	»	—	0,002	»
5	0,66	0,06	Не обн.	71,68	27,94	0,04	0,30	0,27	»	—	0,002	»
6	0,81	0,75	0,53	67,98	26,94	0,05	1,21	0,71	—	—	0,004	»
7	0,45	0,40	1,65	67,79	29,57	0,79	0,39	0,03	—	—	0,002	—
8	0,67	0,05	Не обн.	69,57	28,50	0,29	1,01	0,05	Следы	—	0,002	Не обн.
Среднее			2,67				4,64					

П р и м е ч а н и е. Анализы заимствованы из отчета А. И. Васильевой, В. Г. Демчук, А. М. Дымкина и др. (1962).

Т а б л и ц а 22

Месторождение Уйзок (Горная Шория)

№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	Сумма
1	1,20	0,15	0,05	67,83	29,32	0,02	—	—	—	—	98,57
2	1,32	0,30	0,04	68,29	28,78	0,03	—	—	0,003	0,001	98,76
Среднее	—	0,225	0,045	—	—	0,025	—	—	0,003	0,001	—

П р и м е ч а н и е. Анализы взяты из статьи В. К. Чистякова (1959).

Новознаменская аномалия (Горный Алтай)

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	Co	Ni
Н-8	1,59	0,08	Не обн.	0,06	0,40	0,24	0,015	Следы	Следы	0,008

П р и м е ч а н и е. Анализ выполнен в Центральной химической лаборатории Новосибирского геологического управления, скв. 1, глубина 73—78,1 м.

Т а б л и ц а 24

Магнетитовые рудопоявления, пространственно ассоциирующие с ольховско-чибижевским интрузивным комплексом (Восточный Саян)

№ образца	TiO ₂	MnO	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃
62	0,92	0,06	0,01	0,003
32-1	0,57	0,06	0,08	0,016
140	0,15	0,05	0,002	0,002
636	0,24	0,10	0,023	0,005
493 ж	0,15	0,49	Не обн.	Не обн.
508 з	0,22	0,05	0,004	0,006
110-3	0,24	0,03	0,015	0,001
121	0,21	0,01	0,008	0,001
Среднее	0,34	0,11	0,018	0,005

П р и м е ч а н и е. Анализы выполнены в Химической лаборатории Института геологии и геофизики СО АН СССР аналитиком Л. А. Непеиной. Образцы для выделения и исследования магнетита получены от Г. В. Полякова и Г. С. Федосеева.

Участки: 62 — Ничкинский; 32-1 — Тумнинский; 140 — Малиновский; 636 — Озера Утичи; 493ж — Лесной; 508з — Скарновский; 100-3 — Поднорожный; 121 — Космический.

Т а б л и ц а 25

Содержание цинка в магнетите

№ анализа	№ образца	Месторождение	Zn
1	1п	Инское	0,01
2	2п	»	0,01
3	3п	»	0,01
4	4п	»	0,01
5	5п	»	0,02
6	33	»	0,02
7	50	»	0,01
8	211	»	0,01
9	337	»	0,04
10	349	»	0,025
11	1	Белорецкое	0,01
12	8	»	0,01
13	70	»	Следы
14	76	»	»
15	9	»	0,01
16	11	»	Не обн.
17	12	»	0,01
18	15	»	0,01
19	247	»	0,01
20	25	»	Не обн.

Т а б л и ц а 25 (продолжение)

№ анализа	№ образца	Месторождение	Zn
21	28	Белорецкое	Не обн.
22	30	»	0,02
23	220	»	0,01
24	180	»	0,01
25	31	»	0,01
26	112	»	0,015
27	16	»	Следы
28	24	»	0,01
29	40	»	0,01
30	126	»	0,01
31	31a	»	0,01
32	19	»	Следы
33	8	Новознаменка	0,015
34	344	Шерегешевское	0,09
35	285	»	0,01
36	502	»	0,10
37	773	»	0,09
38	812	»	0,017
39	815	»	0,040
40	880	»	0,054
41	996	»	0,02
42	1003	»	0,02
43	1020	»	0,02
44	1188	»	0,08
45	1198	»	0,026
46	1247	»	0,037
47	1269	»	0,060
48	1290	»	0,066
49	82	Шалымское	0,027
50	113	»	0,09
51	126	»	0,07
52	320	»	0,02
53	657	»	0,008
54	671	»	0,013
55	1072	»	0,051
56	1079	»	0,05
57	1184	»	0,04
58	1090	»	0,036
59	197	Таштагольское	0,02
60	592	»	Следы
61	1117	»	0,03
62	1121	»	0,03
63	1126	»	0,068
64	1132	»	0,020
65	1337	»	0,016
66	1333	»	0,016
67	1409	»	0,026
68	1413	»	0,016
69	1414	»	0,024
70	568	Кочуринское	0,014
71	1020	»	Не обн.

Т а б л и ц а 25 (продолжение)

№ анализа	№ образца	Месторождение	Zп
72	1021	Кочуринское	Не обн.
73	1029	»	»
74	1039	»	0,02
75	1040	»	Следы
76	1042	»	0,01
77	1044	»	Следы
78	1044а	»	0,01
79	1401	»	Следы
80	1406	»	0,02
81	19	Темир-Тау	0,08
82	44	»	0,03
83	139	»	Следы
84	14	Ампалыкское	0,024
85	16	»	0,02
86	29	»	0,02
87	39	»	0,02
88	41	»	0,05
89	80	»	0,01
90	83	»	0,015
91	71	»	0,01
92	100	»	0,01
93	105	Изыгольское	0,03
94	117	»	0,03
95	251	Хайлеольское	0,019
96	1601	»	0,01
97	2п	Тейское	0,02
98	51	»	0,016
99	65	»	0,01
100	145	»	0,01
101	819—7	»	0,01
102	16	Абагасское	Следы
103	17	»	»
104	27	»	»
105	87	Ельген-Таг	0,02
106	236	»	0,04
107	102	Тузухсинское	Не обн.
108	109	»	0,008
109	95	Хабзасское	0,008
110	96	»	0,04
111	179	Самсон	0,02
112	208	»	0,02
113	237	»	0,05
114	248	Камыштинское	0,004
115	132	Абаканское	Не обн.
116	5	»	0,01
117	9	»	0,01
118	157	»	0,005
119	291	»	Не обн.
120	1	Алексеевское	Следы
121	653	Анзасское	»
122	2791	»	0,01

Т а б л и ц а 25 (окончание)

№ ана- лиза	№ образца	Месторождение	Zn	
123	2791в	Анзасское	0,06	
124	63—4	»	0,01	
125	2799в	»	Следы	
126	612	»	0,01	
127	10	»	0,004	
128	89	»	0,01	
129	145	»	Не обн.	
130	151	»	Следы	
131	94	»	0,04	
132	112	Тарташ	Не обн.	
133	39	Ирбинское	0,01	
134	41	Одиночное	0,03	
135	30	Рудный Каскад	0,01	
136	10	Тереховское	0,04	
137	48	Таятское	0,01	
138	910к	Табрат	0,015	
139		Юго-Западные Штоки	0,02	
140		»	0,025	
141		»	0,03	
142		»	0,02	
143		»	0,01	
144		»	0,03	
145		»	0,03	
146		»	0,02	
147		»	0,02	
148		»	0,02	
149		Северо-Восточные Штоки	0,01	
150		»	0,05	
151		»	0,01	
152		»	0,02	
153		»	0,015	
154		»	0,04	
155			0,035	
156	62	Ничкинский участок	0,002	Рудопро- явления, связанные с ольхов- ско-чижи- бекским интрузив- ным ком- плексом
157	32—1	Тумнинский »	0,006	
158	140	Малиновый »	0,02	
159	636	Озера Утичьи »	0,01	
160	503з	Скарновый »	0,01	
161	110—3	Поднорожный » ¹	0,01	
162	121	Космический »	0,005	

П р и м е ч а н и е. Анализы 1—33 и 93—138 выполнены с помощью полярографического метода в Центральной химической лаборатории Новосибирского геологического управления; остальные — в Лаборатории обогащения Института горного дела СО АН СССР И. Л. Рузиновой. Анализы 139—155 заимствованы из отчета А. И. Васильевой и др. (1962).

Т а б л и ц а 26

Содержание галлия в магнетите

№ ана- лиза	№ образца	Месторождение	Ga	Примечание
1	1	Инское	0,0016	
2	2	»	0,0023	
3	3	»	0,0023	

Т а б л и ц а 26 (продолжение)

№ ана- лиза	№ образца	Месторождение	Ga	Примеча- ние
4	4	Инское	0,0008	0,0008
5	5	»	0,0017	0,00151
6	1	Белорецкое	0,0005	
7	8	»	0,0006	
8	70	»	0,0005	
9	76	»	0,0004	
10	9	»	0,0004	
11	11	»	0,0002	
12	15	»	0,0005	
13	247	»	0,0004	
14	25	»	0,0006	
15	30	»	0,0006	
16	180	»	0,0003	
17	112	»	0,0006	
18	486	»	0,0012	
19	24	»	0,0005	
20	40	»	0,0004	
21	31	»	0,0006	
22	19	»	0,0005	
23	5	»	0,0005	
24	773	Шерегешевское	0,0025	
25	815	»	0,00092	
26	880	»	0,00065	
27	1003	»	0,00125	
28	1184	»	0,00087	
29	1247	»	0,00023	
30	1269	»	0,0032	
31	113	Шалымское	0,00045	
32	126	»	0,00040	
33	136	»	0,00110	
34	320	»	0,00015	
35	1072	»	0,00030	
36	1079	»	0,00037	
37	1081	»	0,00060	
38	1090	»	0,00100	
39	650	»	0,00165	
40	197	Таштагольское	0,00050	
41	1117	»	0,00097	
42	1126	»	0,00100	
43	1337	»	0,00125	
44	1409	»	0,00240	
45	1413	»	0,00025	
46	1414	»	0,00060	
47	1039	Кочуринское	0,00160	
48	1040	»	0,00093	
49	1401	»	0,00045	
50	1042	»	0,00050	
51	14	Ампалыкское	0,00420	0,00360
52	16	»	0,00120	0,00193
53	29	»	Не опр.	0,00040
54	80	»	Не опр.	0,00387

Т а б л и ц а 26 (окончание)

№ ана- лиза	№ образ- ца	Месторождение	Ga	Приме- чание
55	83	Ампалыкское	0,00170	0,00180
56	71	»	0,00170	
57	100	»	0,00180	
58	39	»	0,00290	0,00210
59	2п	Тейское	0,00200	
60	105	Изыхгольское	0,00120	
61	251	Хайлеольское	0,00120	
62	15	Рудный Каскад	0,00240	
63	1	Алексеевское	0,00190	
64	653	Анзасское	0,00030	
65	2791	»	0,00030	
66	2791 _B	»	0,00050	
67	612	»	0,00070	
68	89	»	0,00190	
69	145	»	0,00070	
70	151	»	0,00080	
71	36—7	»	0,00060	
72	63—4	»	0,00060	
73	2799 _B	»	0,00060	
74	63—33	»	0,00050	
75	112	Тарташское	0,00190	

П р и м е ч а н и е. Определение галлия в образцах магнетита Инского, Шерегешевского, Шалымского, Таштагольского и Ампалыкского месторождений выполнено в аналитической лаборатории Химико-металлургического института СО АН СССР аналитиком М. С. Золотаревой; магнетита остальных месторождений — в Центральной химической лаборатории Новосибирского геологического управления.

В примечании указаны результаты параллельных определений, выполненных в указанных выше лабораториях.

П Р И Л О Ж Е Н И Е II

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МАГНЕТИТА ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФОГЕННЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ (в вес.%)

Т а б л и ц а 1

Мугурское месторождение

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe _{общ}	MnO	MgO	CaO	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	Co	Ni
4	1,08	0,34	0,81	68,35	1,30	0,22	0,20	0,04	Не обн.	—	—
10	0,50	0,23	0,86	71,30	0,56	0,19	0,09	0,10	0,02	0,006	0,03
11	0,23	0,18	1,47	71,06	0,43	0,11	0,05	0,02	0,03	0,007	Следы
18	0,28	0,30	0,20	71,44	0,16	0,05	0,07	0,055	0,03	0,007	»
19	0,68	0,30	0,04	71,42	0,04	0,14	0,05	0,07	0,03	0,006	0,01
20	0,73	0,37	0,78	70,87	0,17	0,14	0,07	0,05	0,025	0,007	0,01
21	0,36	0,16	Не обн.	71,87	0,06	0,08	0,12	0,05	0,03	0,005	Следы
22	1,08	0,35	1,40	70,17	0,07	Следы	0,01	0,04	0,01	0,004	—
23	1,10	0,47	0,06	70,65	0,025	0,018	0,03	0,06	0,067	0,005	Следы
26	0,31	0,42	1,24	70,53	0,13	Не обн.	Следы	0,05	Следы	0,010	—
28	1,72	0,45	0,98	69,64	0,04	0,03	0,03	0,045	0,027	0,006	Следы
Среднее	—	0,32	0,71	—	0,19	0,10	—	0,052	0,024	0,006	0,006

П р и м е ч а н и е. Все анализы выполнены в Центральной химической лаборатории Новосибирского геологического управления. Все образцы руд для выделения магнетита отобраны с поверхности — из обнажений (обр. 4, 10 и 11) и из разведочных канав.

Т а б л и ц а 2

Сыдинское месторождение (Восточный Саян)

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	Fe _• бц	MnO	MgO	CaO	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	Co	Ni	Сумма
1	1,96	0,10	Не обн.	72,01	24,07	69,08	0,03	0,65	0,80	0,04	0,05	0,003	Следы	99,66
21	1,04	0,12	»	69,40	28,24	70,49	0,01	0,80	Не обн.	0,02	Не обн.	Не обн.	—	99,63
155	0,44	0,12	0,06	70,30	27,87	70,91	0,02	0,33	0,30	0,05	—	—	—	99,49
163	4,32	0,15	0,09	68,98	25,36	67,96	0,03	0,20	0,30	0,05	—	—	Следы	99,48
Среднее	—	0,12	0,04	—	—	—	0,02	0,49	—	0,04	0,025	0,015	»	—

Примечание. Анализы выполнены в Центральной химической лаборатории Новосибирского геологического управления. Образцы руд для выделения и исследования магнетита получены от И. А. Белицкого.

Т а б л и ц а 3

Коргонское месторождение (Горный Алтай)

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	Co	Ni	Сумма
1	0,39	0,05	Сл.еды	71,63	28,49	0,014	0,05	0,21	0,02	0,025	—	—	100,88
3	0,38	0,06	0,47	—	—	0,021	0,05	0,43	Следы	0,02	0,002	Следы	—
4	—	—	0,43	—	—	0,025	0,18	—	0,015	0,03	—	—	—
Среднее	—	0,055	0,30	—	—	0,02	0,09	—	0,012	0,025	0,002	Следы	—

Примечание. Анализы выполнены в Центральной химической лаборатории Новосибирского геологического управления. Все образцы для выделения и исследования магнетита получены от Б. Н. Лалина.

Содержание цинка в магнетите

№ анализа	№ образца	Месторождение	Zn	Примечание
1	10	Мугурское	0,02	
2	11	»	0,01	
3	18	»	0,01	
4	19	»	0,01	
5	20	»	0,016	
6	21	»	0,01	
7	22	»	0,02	
8	23	»	Не обн.	
9	26	»	0,03	
10	28	»	Не обн.	
11	1	Сыдинское	0,002	0,002
12	1	Коргонское	0,02	
13	2	»	0,02	
14	3	»	0,015	0,015
15	4	»	Следы	0,003

П р и м е ч а н и е. Все анализы выполнены в Центральной химической лаборатории Новосибирского геологического управления. Определение цинка проводилось полярографическим методом.

В примечании указаны результаты параллельного определения цинка, выполненные тем же методом в Лаборатории обогащения Института горного дела И. Л. Рузиновой.

Т а б л и ц а 5

Содержание галлия в магнетите

№ анализа	№ образца	Месторождение	Ga
1	10	Мугурское	0,0010
2	11	»	0,0016
3	18	»	0,0016
4	20	»	0,0010
5	21	»	0,0004
6	23	»	0,0012
7	28	»	0,0017
8	3	Коргонское	0,0008

П р и м е ч а н и е. Все анализы выполнены в Центральной химической лаборатории Новосибирского геологического управления с помощью флюорометрического метода с 8-оксихинолином.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ АКЦЕССОРНОГО МАГНЕТИТА ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД (в вес.%)

Таблица 1

Элементы-примеси в магнетите интрузивов, с которыми ассоциируют месторождения

№ образца	TiO ₂	MnO	MgO	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	Zn
3	3,90	0,61	0,08	0,06	—	0,03
22	2,85	1,08	0,23	0,015	0,02	0,03
24	2,89	0,79	0,18	0,055	0,01	0,01
5	1,61	0,85	0,34	0,52	0,352	—
11	0,97	0,48	—	0,32	0,01	0,01
106	0,69	1,16	—	0,026	0,42	—
235	3,0	0,76	0,75	0,12	0,352	0,04
232	5,75	0,20	1,43	1,10	0,021	0,011
98	3,10	0,41	—	0,015	—	—
99	1,69	0,41	0,05	0,14	0,03	0,04
34	6,81	1,31	0,26	0,70	0,01	0,044
4	2,17	0,15	0,14	0,57	0,13	—
55	1,95	0,07	0,09	0,46	0,039	—
109	2,55	0,19	—	0,17	0,015	0,003
101	0,87	0,29	—	0,234	0,024	0,01
1	1,25	0,13	—	0,23	0,13	—
1024a	1,05	0,06	—	0,48	0,12	0,01
410a	1,17	0,29	—	0,323	0,135	0,005
1к	1,74	0,08	—	0,67	0,28	—
к	4,52	0,26	0,61	0,30	—	—
699	2,76	0,76	He обн.	0,021	0,085	—
Среднее	2,54	0,49	—	0,31	0,12	—

Примечание. Анализы обр. 3, 22, 24 выполнены в Центральной химической лаборатории Новосибирского геологического управления, всех остальных — в Химической лаборатории Института геологии и геофизики СО АН СССР аналитиками Л. А. Непеной и А. В. Ефремовой. В обр. 3 дополнительно определено также: SiO₂ — 1,28; Al₂O₃ — 1,66; CaO — 0,2; Co — 0,002; в обр. 22 — SiO₂ — 2,28; Al₂O₃ — необн.; в обр. 24 — SiO₂ — 1,14; Al₂O₃ — необн.; Fe₂O₃ — 67,24; FeO — 27,25; CaO — 0,46; в обр. 99 — SiO₂ — 0,49; Al₂O₃ — необн.; CaO — 0,43; 3 — граносиенит, Кубесский массив, в Кондомском районе (Горная Шория); 22 — граносиенит, там же, протоочка для выделения и исследования магнетита отобрана З. В. Щербаковой; 24 — граносиенит, там же, протоочка отобрана З. В. Щербаковой; 5 — диорит, Амपालкское месторождение, скв. 189, глубина 317—323 м, протоочка отобрана З. В. Щербаковой; 11 — диорит, Амपालкское месторождение, скв. 129, глубина 670 м, протоочка отобрана З. В. Щербаковой; 106 — граносиенит, Сиенитовое тело на участке Тузухсинского месторождения Тейской группы (Кузнецкий Алатау); 235 — диорит, район Тейского месторождения, карьер в правом борту рч. Теи; 232 — диорит, месторождение Самсон, скв. 38, глубина 240—245 м; 98 — сиенит, Ирбинский массив (В. Саяны), обнажение вблизи северной окраины д. Б. Ирба; 99 — плагиогранит, массив Сидоровский Урал (В. Саяны), сев. склон высоты 696,0 м; 34 — сиенит, Краснокаменский массив (В. Саяны), вершина горы Красный Камень; 4 — кварцевый диорит, Мульгинское месторождение, скв. 13, глубина 400 м; 55 — порфировидный диорит, месторождение Одиночное; 109 — кварцевый диорит, Таятский массив (В. Саяны), район Таятского месторождения; 101 — габбро жильное, Таятское месторождение, скв. I, глубина 201—223 м; 1 — кварцевый диорит, Ефимковский массив, Таят-Табратский район (В. Саяны), протоочка отобрана Г. В. Поляковым; 1024a — диорит, там же; 410a — габбро-диорит, Хабальский массив, Таят-Табратский район, протоочка отобрана Г. В. Поляковым; 1к — диорит, Канатикский массив, Таят-Табратский район, правый берег рч. Канатик, протоочка отобрана Г. В. Поляковым; к — биотит-пироксеновый диорит, Канатикский массив, Таят-Табратский район, протоочка отобрана Г. В. Поляковым; 699 — граносиенит, Табратский массив, протоочка отобрана Г. В. Поляковым.

Химический состав магнетита гранитоидных интрузий батолитового типа

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	Zn	Сумма
355	0,30	0,17	0,02	75,13	24,21	0,07	Не обн.	Не обн.	0,09	Не обн.	0,02	100,1
340	—	—	0,77	—	—	0,071	0,09	—	0,055	0,042	0,05	—
5	0,40	0,35	Не обн.	66,26	33,43	0,05	1,88	0,07	0,035	0,018	0,01	102,51
8	1,39	1,25	» »	67,63	30,0	0,06	0,23	0,24	0,33	0,006	0,01	101,15
6	—	0,33	—	—	—	0,24	—	—	0,22	0,038	0,02	—
3	—	0,60	—	—	—	0,15	—	—	0,102	0,047	—	—
13	0,25	0,70	—	—	—	0,21	0,05	0,14	0,333	0,044	0,01	—
25	0,76	0,69	Не обн.	64,69	34,21	0,33	Не обн.	0,14	0,040	0,027	0,02	100,91
14	0,60	0,40	» »	68,51	29,16	0,40	0,14	0,42	0,09	0,018	0,02	99,76
16	—	0,32	—	—	—	—	—	—	0,09	0,028	0,02	—
18	—	0,35	—	—	—	—	—	—	0,085	0,03	0,02	—
7	1,31	0,27	4,14	49,0	45,07	—	0,37	0,28	0,03	0,04	0,04	100,55
4	0,97	2,05	1,22	49,89	46,11	—	0,23	0,25	0,04	0,04	0,04	100,84
Г-3	—	0,62	—	—	—	0,96	0,28	—	0,09	0,11	—	—
234	1,48	0,75	0,92	57,31	38,65	—	0,21	0,58	0,35	0,27	0,05	100,57
239	—	0,75	—	—	—	0,61	—	—	0,013	0,21	—	—
720	—	0,55	—	—	—	—	—	—	Не обн.	0,227	—	—
248	0,76	0,46	0,36	67,42	30,77	0,18	0,16	0,30	0,24	0,095	0,01	—
188	1,75	0,41	0,20	64,64	32,55	0,15	0,44	0,47	0,24	0,075	0,02	—
Среднее	—	0,61	—	—	—	0,26	—	—	0,13	0,07	—	—

П р и м е ч а н и е. Анализы обр. 3, 13, Г-3, 234, 239 и 720 выполнены в Химической лаборатории Института геологии и геофизики СОАН СССР Л. А. Непеиной и А. В. Ефремовой, остальные — в Центральной химической лаборатории Новосибирского геологического управления. Дополнительно определено: 355 — Со — не обн.; 8 — Со — сл.; Ni — сл. и 6 — Со — сл., Ni — сл.

355 — гранит, Тигерекский массив (Горный Алтай), район Белорецкого месторождения; 340 — гранит, Тигерекский массив, район Белорецкого месторождения, водораздел рч. М. Баталиха и кл. Медвежий; 5 — диорит гибридный, Инское месторождение, скв. 117, глубина 470—474 м; 8 — диорит гибридный, Инское месторождение, скв. 67, глубина 280 м; 6 — гранит, Тигерекский массив, район Инского месторождения, высота 1804,2 м; 3 — гранит, Синюшинский массив (Горный Алтай), гора Россыпуха; 13 — гранит, Усть-Беловский массив (Горный Алтай); 25 — гранит, Сарлыкский массив (Горная Шория), Феофантов лог, протоочка отобрана З. В. Щербаковой; 14 — гранит, Сарлыкский массив, рч. Каменушка, протоочка отобрана З. В. Щербаковой; 16 — гранит, Сарлыкский массив, протоочка отобрана З. В. Щербаковой; 18 — гранит, Сарлыкский массив, протоочка отобрана З. В. Щербаковой; 7 — гранит, Ампалыкский массив (Кузнецкий Алатау), Ампалыкское месторождение, скв. 92, глубина 645—654 м, протоочка отобрана З. В. Щербаковой; 4 — гранит, Ампалыкский массив, Ампалыкское месторождение, скв. 189, глубина 590—628 м, протоочка отобрана З. В. Щербаковой; 3 — граносиенит, Ампалыкское месторождение, скв. 134, протоочка отобрана З. В. Щербаковой; 234 — гранит гибридный, Есинский плутон (Кузнецкий Алатау), район Тейского месторождения, водораздел 4 и 5 ключей; 239 — гранит, Есинский плутон, район Тейского месторождения; 720 — гранит, массив г. Сухой, Таят-Табратский, район (В. Саяны), протоочка отобрана Г. В. Поляковым; 248 — гранит, Туимский массив, район Дарьинского рудника (Хакасия); 188 — граносиенит, месторождение Самсон, Туимский массив.

Химический состав магнетитов гранитоидов Канзыбинского массива и гранитоидов ольховско-чибижевского комплекса (Восточный Саян)

№ образца	TiO ₂	MnO	MgO	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	Zn
14	0,74	0,19	0,17	He обн.	0,037	0,02
48	0,48	0,05	—	0,30	0,026	—
747	4,10	0,20	—	0,15	0,013	—
47	0,67	0,18	He обн.	0,195	0,034	0,01
50	1,42	0,14	0,30	0,680	0,058	—
53	0,77	0,22	0,14	0,330	0,008	—
93	0,84	0,19	He обн.	0,220	0,025	—
547	1,35	0,08	—	0,060	0,014	0,01

П р и м е ч а н и е. Анализы выполнены в Химической лаборатории Института геологии и геофизики СО АН СССР Л. А. Непеиной и А. В. Ефремовой. Дополнительно определено: 14 — SiO₂ — 1,02%, CaO — 0,07%; 47 — SiO₂ — 0,62, CaO — сл.; 53 — SiO₂ — 0,66; Al₂O₃ — нет, CaO — 0,14; 93 — SiO₂ — 0,37; Al₂O₃ — 0,07; CaO — 0,10.

14 — кварцевый диорит р. Кизир, обнажение 1-го порога; 48 — кварцевый диорит, р. Тихая Тумака, протоочка отобрана Г. В. Поляковым и Г. С. Федосеевым; 747 — гранит-порфир, район ст. Кошурниково, протоочка отобрана Г. В. Поляковым и Г. С. Федосеевым; 47 — гранит, Канзыбинский массив, ключ Дурной; 50 — кварцевый диорит, Канзыбинский массив; 53 — гранит, Канзыбинский массив, месторождение Одиное, скв. 57, глубина 547—562 м; 93 — гранит, Канзыбинский массив, месторождение Одиное, скв. 49, глубина 860 м; 547 — гранит, Канзыбинский массив (Центральная часть).

Т а б л и ц а 4

Химический состав магнетита дифференцированных габбровых интрузий

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	Fe _{общ}	MnO	MgO	CaO	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	Сумма
402	0,93	11,47	5,27	46,24	32,74	57,39	0,50	1,84	He обн.	0,54	0,37	99,90
417	2,02	8,35	5,04	50,04	32,14	59,98	0,45	1,03	0,46	0,48	0,07	100,08
429	0,97	6,82	3,66	56,13	31,73	63,91	0,27	1,20	0,18	0,66	0,03	101,65
430	0,75	6,30	2,63	56,54	30,99	63,63	0,34	1,52	0,18	0,28	0,03	99,56
439	1,26	6,26	2,61	56,14	29,91	62,51	0,35	1,54	0,42	0,24	0,03	98,76
458	0,92	4,25	3,83	59,42	29,11	64,19	0,15	1,31	0,30	0,64	0,007	99,94
120в	—	8,88	—	—	—	—	0,32	—	—	0,28	He обн.	—
120б	—	5,70	—	—	—	—	0,49	—	—	0,18	0,026	—
118в	—	7,82	—	—	—	—	0,25	—	—	0,31	0,023	—
Среднее	—	7,32	—	—	—	—	0,35	—	—	0,40	0,065	—

П р и м е ч а н и е. Анализы обр. 402, 417, 429, 430, 439 и 458 выполнены в Центральной химической лаборатории Новосибирского геологического управления, остальные — в Химической лаборатории Института геологии и геофизики СО АН СССР (аналитик Л. А. Непеина).

402 — рудное габбро, Харловский массив (Горный Алтай), скв. 3, глубина 32,3 м; 417 — рудное габбро среднезернистое, Харловский массив; скв. 3, глубина 151,8 м; 429 — габбро мелкозернистое, Харловский массив; скв. 3, глубина 537,8 м; 430 — габбро крупнозернистое, Харловский массив, скв. 3, глубина 538 м; 439 — габбро, Харловский массив, скв. 21, глубина 200,5 м; 458 — габбро, Харловский массив, скв. 4, глубина 138 м; 120в — габбро, массив Культайга (Горная Шория), протоочка отобрана В. М. Ивановым; 120б — габбро, массив Культайга, протоочка отобрана В. М. Ивановым; 118в — габбро, массив Культайга, протоочка отобрана В. М. Ивановым.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Введение	5
Глава 1. Железосодержащие интрузивные комплексы Алтае-Саянской складчатой области	10
Краткие сведения по истории развития магматизма	10
Краткая характеристика интрузивных комплексов, с которыми ассоциируют железорудные месторождения	15
Глава 2. Краткая геологическая характеристика основных групп месторождений	31
Месторождения, ассоциирующие с габброидными интрузивными комплексами	31
Месторождения, ассоциирующие с интрузивными комплексами преимущественно субщелочного состава	55
Месторождения, ассоциирующие с гранитоидными интрузивами батолитового типа	73
Некоторые общие закономерности размещения железорудных месторождений	75
Глава 3. Минеральный состав руд и измененных окорудных пород. Закономерности пространственного распределения некоторых типов минерализации	82
Самородные элементы	83
Сульфиды, арсениды и сульфосоли	84
Фториды	103
Оксиды и гидрооксиды	103
Карбонаты, сульфаты, вольфраматы, фосфаты и бораты	115
Силикаты	123
Закономерности распределения сульфидной минерализации	159
О минералогической зональности в пределах отдельных групп месторождений	165
Глава 4. Этапы минералообразования и некоторые особенности механизма замещения при формировании скварно-магнетитовых тел	169
Этапы минералообразования	169
Механизм замещения и его некоторые особенности	180
Глава 5. Элементы-примеси, их генетическое значение и закономерности распределения в железных рудах	196
Характеристика распространения и поведения отдельных элементов	197
Элементы-примеси в магнетите	207
Элементы-примеси как критерий для решения генетических вопросов	215
Глава 6. Минералогическо-геохимические признаки генетической связи железного орудения с интрузиями и некоторые другие вопросы теории рудообразования	224
Элементы-примеси акцессорного магнетита как геохимический критерий для генетического расчленения гранитоидов Алтае-Саянской области	225

Особенности распределения элементов-примесей в магнетите как геохимический критерий для выяснения генетической связи оруденения с интрузивами	232
Другие минералого-геохимические признаки генетической связи железоруднения с магматическими комплексами	233
О первичном источнике железа, причинах его отделения от магматического расплава и формах переноса рудоносными растворами	233
Г л а в а 7. Принципы генетической систематики контактово-метасоматических железорудных месторождений Алтае-Саянской области	239
Заключение :	247
Литература :	253
Приложения :	263

Валентин Александрович Вахрушев

**Минералогия, геохимия и генетические
группы контактово-метасоматических железорудных
месторождений Алтая, Саянской области**

*Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики
СО АН СССР*

Редактор издательства *Я. А. Галушко*
Технические редакторы *О. Т. Ульянова и В. Т. Лаут*

Сдано в набор 4/XI—1964 г. Подписано к печати 27/II 1965 г.
Формат 70×108¹/₁₆. Печ. л. 18,25=25,0 усл. печ. л. Уч.-изд. л. 24. Тираж 1000
Т-01885. Изд. № 3415/04 Тип. зак. № 1428. Темплан 1965 г. № 395

Цена 1 р. 68 к.

Издательство «Наука». Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я тип. изд-ва «Наука». Москва, Г-99, Шубинский пер., 10