

А. М. Д. М. Ы. М. К. И. Н.



**ПЕТРОЛОГИЯ
И ГЕНЕЗИС
МАГНЕТИТОВЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ТУРГАЯ**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

А. М. ДЫМКИН

ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС
МАГНЕТИТОВЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТУРГАЯ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
НОВОСИБИРСК

1966

Ответственный редактор
доктор геол.-минерал. наук, профессор
Г. А. СОКОЛОВ

Александр Михайлович Дымкин

ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС
МАГНЕТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТУРГАЯ

Редактор Н. В. Тарасова
Художественный редактор В. Г. Бурыкин
Обложка художника А. А. Фролова
Технический редактор Т. К. Овчинникова
Корректоры В. Г. Прохорова, М. А. Лапина

Сдано в набор 12 октября 1965 г. Подписано в печать 24 марта 1966 г. МН03522. Бумага 70×108/16
10,5 печ. л., 14,7 усл. печ. л., 13,5 уч.-изд. л., Тираж 1000 экз.

Издательство «Наука», Сибирское отделение, Новосибирск, Советская, 20. Заказ № 10133.
Типография изд-ва «Омская правда». Омск-56, пр. Маркса, 39.
Цена 95 коп.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Магнетитовые месторождения Тургая открыты немногим более пятнадцати лет назад. Благодаря успешным геологоразведочным и геофизическим работам, месторождения в основном уже изучены, а крупнейшие из них — Сарбайское и Соколовское — сданы в эксплуатацию. Промышленное освоение только этих двух месторождений позволило полностью решить вопрос обеспечения железной рудой крупнейших металлургических заводов Южного Урала и значительно увеличить без существенного изменения технологии их производительную мощность.

Выявленные запасы магнетитовых руд далеко не исчерпывают всех богатств недр Тургайского прогиба. Правильная ориентировка съемочных и геологоразведочных работ в сочетании с геофизическими исследованиями позволила геологам Северо-Казахстанского геологического управления в последние годы открыть и частично разведать новые крупные магнетитовые месторождения на юге и на севере Главного рудного пояса Тургая.

Тургайские магнетитовые месторождения ценны не только как крупнейшие сырьевые объекты, они представляют интерес и в теоретическом отношении. Характерные и присущие только им особенности рудной минерализации и генетическая связь оруденения с весьма своеобразными и малораспространенными в других железорудных провинциях метасоматитами позволяют дополнить наши представления о процессах рудогенеза, о характере рудоносных растворов и связи оруденения с определенным комплексом магматических пород.

По отдельным месторождениям имеются интересные работы (Г. А. Соколов, Д. О. Онтюев, Н. М. Беляшов, И. А. Кочергин, В. К. Пятунин, Г. М. Тетерев, Н. Г. Пиунов, Н. В. Иванов, Н. И. Руденко, В. А. Заварицкий, П. Н. Кобзарь, А. Е. Бекмухаметов, В. М. Щербак и др.), в которых наряду с геолого-структурной характеристикой рассмотрены вопросы рудной минерализации и генезиса.

Вопросы структурного контроля оруденения и некоторые геохимические особенности процессов рудообразования в рудных полях и рудных районах нашли отражение в работах П. Н. Кобзаря, Д. Д. Топоркова, Н. М. Беляшова, В. М. Щербака, И. А. Кочергина, Г. М. Тетере-

ва, Н. Г. Пиунова, А. М. Дымкина и др. Структурно-геологическая позиция месторождений юга Главного рудного пояса освещена автором в монографии.

Однако в целом по Тургаю вопросы петрологии, связи оруденения с вулканоплутоническими образованиями, а также процессы метасоматоза и особенности формирования месторождений не нашли отражения в печати. Между тем накопившийся фактический материал позволяет осветить все эти вопросы и провести в известной мере сопоставление с другими рудными провинциями.

В предлагаемой работе рассмотрены вопросы магматизма и оруденения, но не приводятся описания отдельных месторождений, поскольку для южной части рудного пояса это сделано автором ранее, а по северной — имеются в отдельных статьях.

В процессе подготовки работы автор пользовался советами академика В. С. Соболева, членов-корреспондентов АН СССР Ю. А. Кузнецова и В. А. Кузнецова. Особенно много полезных советов было дано при просмотре рукописи редактором доктором геол.-минерал. наук профессором Г. А. Соколовым.

При полевых исследованиях постоянная помощь и содействие в работе автору оказывались со стороны руководителей Северо-Казахстанского геологического управления А. С. Салимбаева, Г. М. Тетерева, и А. П. Тюрина и геологов экспедиций Н. Г. Пиунова, Н. С. Дудиной, В. Н. Агафонсба, В. К. Пятунина, С. И. Кандаурова.

В техническом оформлении работы большую помощь оказали сотрудники Института геологии и геофизики СО АН СССР М. П. Могилева, А. А. Баженова, Е. А. Васильева и Э. А. Леснова.

Всеим названным товарищам автор выражает глубокую благодарность.

СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ГЛАВНОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО ПОЯСА ТУРГАЯ

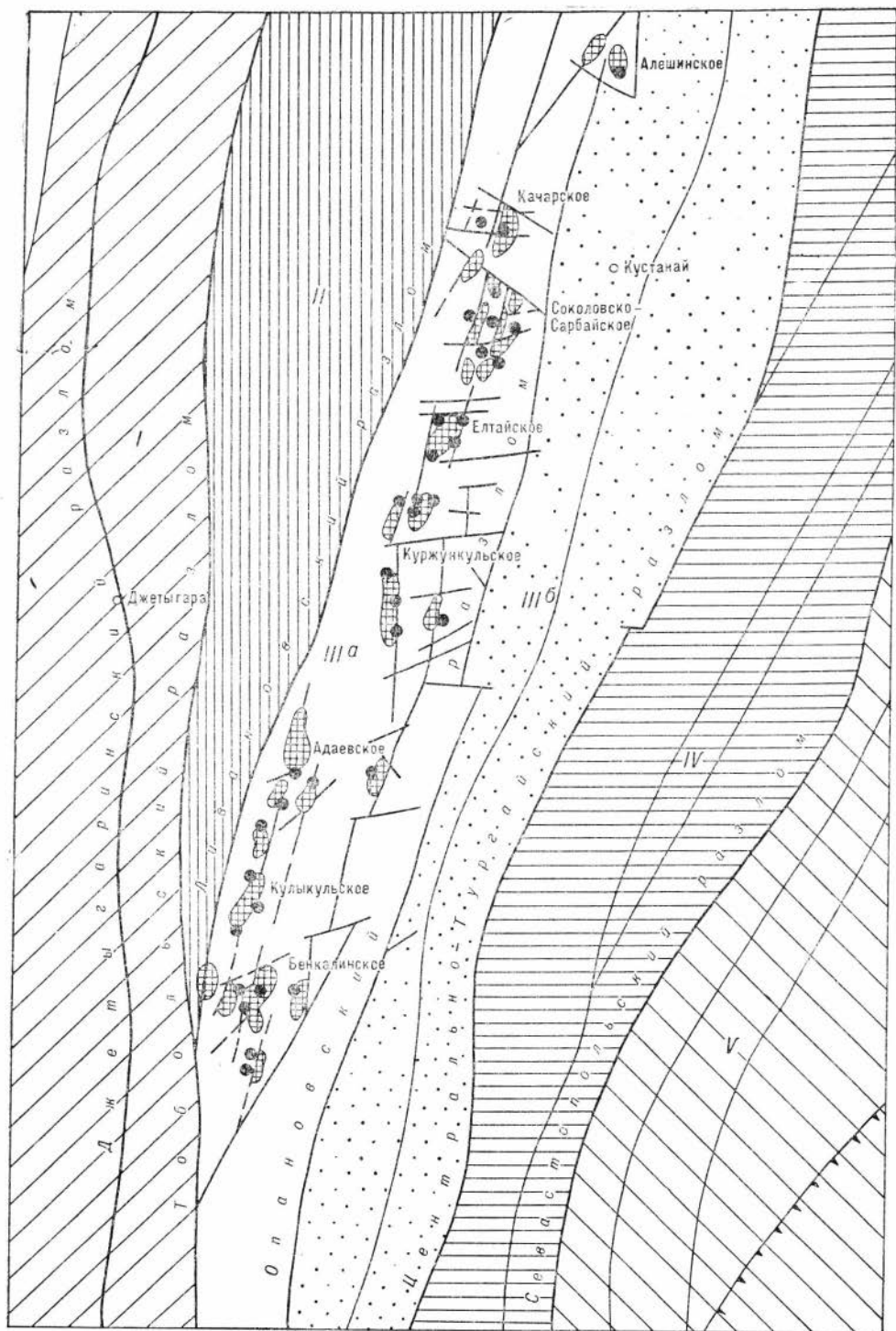
ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ СТРУКТУРНЫХ ЗОН

Тургайский прогиб расположен в области сочленения двух разновозрастных складчатых сооружений—Урала и Казахстана. Восточная граница его с казахстанским складчатым обрамлением примерно совпадает с меридиональным течением р. Ишим [32, 33], к западу от которой породы фундамента резко погружаются по линиям глубинных разломов. Граница прогиба с восточным склоном Урала нечеткая, складчатое основание здесь постепенно погружается в область собственно прогиба. Большинство исследователей эта граница проводится по Джетыгаринскому разлому (рис. 1), поскольку к востоку от него намечается довольно резкое погружение пород фундамента. В. А. Бугайло обосновывает возможность проведения границы между Зауральем и Тургайским прогибом западнее — по линии Челябинского глубинного разлома.

В современном представлении Тургайский прогиб рассматривается как эпипалеозойская платформенная структура с весьма неоднородной поверхностью складчатого фундамента, осложненная серией глубинных разломов. Строение фундамента прогиба асимметричное: восточный борт его более крутой, западный более пологий. Осевая зона смещена в восточном направлении, причем максимальное погружение складчатых структур (до 1500 м) отмечается в юго-восточной части региона.

В геологическом отношении для Тургая в целом и в особенности для площадей, где размещены эндогенные железорудные месторождения, характерно широкое развитие мезокайнозойских почти горизонтально залегающих образований, мощные толщи которых практически повсеместно перекрывают палеозойские и более древние складчатые сооружения. Стратиграфия и тектоника платформенного чехла прогиба детально описаны А. Л. Яншиным, Н. К. Овечкиным, Е. П. Бойцовой, П. Я. Кошелевым, И. И. Горским, А. Л. Яницким, Б. М. Михайловым, В. Г. Никитиным и другими.

Геология складчатого фундамента наиболее полно освещена в работах А. Л. Яншина, Е. А. Мазиной, П. С. Галкина, В. А. Бугайло, Д. Д. Топоркова и других, отдельные районы прогиба охарактеризованы П. А. Литвиным, С. А. Ушахиным, А. А. Алексеевым, Н. С. Евлентьевым, Н. Г. Пнуповым, С. Н. Гайс, А. П. Семяновым, А. М. Захаровым, В. Н. Агафоновым, Л. В. Тукмаковым.



Тургайский прогиб представляется как гетерогенное сооружение, складчатость и основные черты тектоники которого на западе довольно близки к уральскому типу, а на востоке, наоборот, отчетливо преобладают складчато-глыбовые структуры, присущие, как известно, Казахской горной области. В этом плане представляет интерес подразделение прогиба на геотектонические и структурно-фациальные зоны, предложенные В. А. Бугайло. Он выделяет:

1) геотектоническую зону Уральских герцинских структур, включающую Карталинскую, Джетыгаринскую, Денисовскую и Викторовскую структурно-фациальные зоны;

2) геотектоническую зону ослабленных Уральских герцинид с реликтами Казахских структур. Сюда входят Кустанайская и Центрально-Тургайская структурно-фациальные зоны;

3) геотектоническую зону Казахских герцинских и каледонских структур, охватывающую Кайбагорскую и Восточно-Тургайскую структурно-фациальные зоны;

4) геотектоническую зону Казахских, преимущественно каледонских, структур.

Выделенные В. А. Бугайло структурно-фациальные зоны достаточно обоснованы геологическими и геофизическими данными. Однако названия, предложенные этим автором для различных структурно-фациальных зон, как-то остались незамеченными и не привились в литературе.

Несколько иначе трактуется структура Тургайского прогиба Е. А. Мазиной [32, 33]. Она выделяет три крупные структурные зоны — Западно-Тургайскую (Зауральскую), Центрально-Тургайскую и Восточно-Тургайскую (Прикокчетавскую), каждая из которых различается по строению, характеру магматизма и металлогении.

Западно-Тургайская (Зауральская) структурная зона расположена в западной части прогиба (см. рис. 1) между Джетыгаринским разломом на западе (по нашему мнению, даже несколько западнее этого разлома) и Центрально-Тургайским — на востоке. В целом структура представляет собой погруженную в прогиб восточную краевую зону герцинского складчатого пояса Урала. Крупные разломные структуры прослеживаются здесь на большие расстояния и имеют подобно складчатости север-северо-восточное простирание, несколько уже отличающееся от типично уральского простирания. Характерно почти закономерное чередование синклинорных и антиклинорных структур, обычно разделенных глубинными разломами. Последние хотя и имеют преимущественно субмеридиональное простирание, но сочетаются здесь с субширотными разломами, обуславливающими в совокупности блоковое строение зоны. Фундамент этой части прогиба подразделяется на два структурных этажа: нижний, сложенный докембрийскими и нижнепалеозойскими образованиями, интенсивно метаморфизованными и смятыми в крутые и опрокинутые складки, и верхний, представленный отложениями среднего и верхнего палеозоя, собранными в нормальные складки и в различной степени метаморфизованными.

Рис. 1. Схема основных структур Главного рудного пояса Тургай и прилегающих к нему участков (основа составлена Е. А. Мазиной, месторождения и тектонические нарушения в пределах рудных полей нанесены А. М. Дымкиным)

1 — Зауральский антиклинорий; 2 — Денисовская антиклинальная зона; 3 — Кустанайский синклинорий; 111а — Валерьяновская синклиналиная зона, 111б — Боровская антиклинальная зона; 4 — Центрально-Тургайская герсходная зона с наложенным позднегерцинским и киммерийским магматизмом; 5 — Прикокчетавская структурная зона; 6 — а — глубинные разломы, разделяющие структурные зоны, б — глубинные разломы внутри структурных зон, в — предполагаемые локальные нарушения; 7 — интрузивы Сарбай-Соколовского комплекса; 8 — железорудные месторождения.

Тектоническое развитие Зауральской структурной зоны не всегда соответствует развитию собственно Урала. Это выражается в том, что отдельные тектоно-магматические этапы погруженной части не совпадают с внутренними зонами Урала, они проявляются с некоторым запозданием. Происходит как бы перемещение с запада на восток тектоно-магматической деятельности. Так, «если на Урале крупная складчатость фиксируется на границе верхнего девона и нижнего карбона, то в пределах Зауральской зоны она проявляется в среднем визе, когда в связи с заложением средне-верхнепалеозойских прогибов и центральных поднятий происходит значительное изменение общего структурного плана» [33]. Специфическое развитие Зауральской структурной зоны особенно подчеркивается характером магматизма. Широко представленная в этой зоне среднепалеозойская андезито-диоритовая серия, с которой генетически связывается железооруденение, не имеет аналогов во внутренних частях Уральского подвижного пояса. Мощные излияния андезито-базальтовых лав связаны здесь с поздними и конечными этапами развития геосинклинали, а формирование интрузий проходило уже в условиях завершения герцинской складчатости, когда район Тургай представлял собой значительно консолидированную структуру.

В Зауральской структурной зоне Е. А. Мазина выделяет Зауральский антиклинорий и Кустанайский синклинорий, граница между которыми проходит по линии Тобольского глубинного разлома.

Зауральский антиклинорий идентичен по существу Джетыгаринской структурно-фациальной зоне В. А. Бугайло. Структура ограничена с запада Восточно-Уральским синклинорием, а с востока — Тобольским глубинным разломом. Антиклинорий сложен верхнепротерозойскими и нижнепалеозойскими кварцитами, филлитами, сланцами, вулканогенными породами и песчаниками, прорванными разновозрастными интрузиями, среди которых выделяются силур-девонские (Маринский интрузивный комплекс), нижнекаменноугольные (Кулевчинский интрузивный комплекс) и верхнепалеозойские (восточный пояс Джабык-Карагайского интрузивного комплекса). К разломам приурочены небольшие тела ультрабазитов. Более молодые отложения для антиклинория не характерны. Вероятно, в течение среднего и особенно верхнего палеозоя в связи с общей тенденцией поднятия антиклинорий представлял собой арену эрозионной деятельности и осадконакопление проходило только на сравнительно небольших участках наложенных блоковых прогибов.

Денисовская антиклинальная зона представляет собой блок, ограниченный с запада Тобольским, а с востока Ливановским глубинными разломами. В районе Бенкалинского рудного поля (см. рис. 1) разломы сливаются и зона выклинивается. Е. А. Мазина и др. [32, 33] рассматривают эту структуру как составную часть Кустанайского синклинория. Однако с этим трудно согласиться, так как породы, слагающие синклинорий и данную структуру, резко различаются по составу и возрасту. Денисовская антиклинальная зона в средне- и верхнепалеозойское время, по-видимому, являлась более стабильной с относительно устойчивым тектоническим режимом, тогда как значительная площадь Кустанайского синклинория в нижнекарбонное время испытывала интенсивные погружения, сопровождавшиеся вулканической деятельностью. Различный характер тектонических движений в этих структурах, естественно, нашел отражение и в особенностях геологического строения. Рассматриваемая антиклинальная зона сложена в ядре граптолитовыми сланцами лландовери — нижнего венлока, а на крыльях — диабазо-спилитовой толщей венлока-лудлова и терри-

генными отложениями среднего девона. Все эти породы секутся интрузивами гипербазитов, цепочка которых прослеживается вдоль Тобольского глубинного разлома.

К западу от Денисовской антиклинальной зоны расположена сравнительно небольшая блок-синклиналичная структура, известная в литературе под названием Александровской синклиналичной зоны. Сложена она осадочно-вулканогенными породами визе-намюра, собранными в простые складки север-северо-восточного простирания. К ядру одной из антиклиналей приурочен ряд небольших интрузивных тел Сарбай-Соколовского комплекса.

Кустанайский синклинорий рассматривается как восточная окраина наиболее отчетливо проявившихся Уральских структур. В литературе эта структура описывается под различными названиями: Валерьяновская синклинали (П. С. Галкин), Викторовская структурно-фацциальная зона (В. А. Бугайло) и Западно-Тургайский синклинорий (И. И. Горский).

Е. А. Мазина относит Кустанайский синклинорий к структурам собственно Тургайского прогиба, тогда как все другие структуры, расположенные западнее, по ее мнению, составляют уральское обрамление. В. А. Бугайло, как уже отмечалось, проводит границу между Тургайским прогибом и Зауральем значительно западнее, по линии Челябинского разлома.

Кустанайский синклинорий располагается между Зауральским антиклинорием и Центрально-Тургайской структурной зоной (см. рис. 1), ограничиваясь с запада Тобольско-Ливановским, а с востока Центрально-Тургайским глубинными разломами. В строении синклинория принимают участие породы трех структурных ярусов: ордовикско-нижнедевонского, среднедевонского-нижневизейского и средневизейского-верхнекаменноугольного.

Характерной особенностью синклинория является гетерогенность его строения, выражающаяся в том, что, будучи разбит на отдельные блоки, он представляет собой мозаику разновозрастных складчатых образований, соприкасающихся между собой по системе различно ориентированных разломов. Структура синклинория значительно осложнена приподнятостью и опущенностью отдельных блоков. В целом, однако, в его строении определенно намечается асимметричность, обусловленная приуроченностью более молодых отложений к западному крылу. В отдельных наиболее приподнятых блоках выступают отложения нижнего палеозоя, тогда как западная наиболее погруженная часть синклинория представлена визе-намюрскими и верхнепалеозойскими образованиями.

В составе синклинория Е. А. Мазинной выделяются по существу две крупные структуры: Валерьяновская синклиналичная зона и Боровская антиклинальная зона, представляющие отдельные блоки, ограниченные глубинными разломами. В. А. Бугайло рассматривает эти структуры как самостоятельные структурно-фацциальные зоны.

Валерьяновская синклиналичная зона примечательна прежде всего тем, что к ней приурочены все крупные магнетитовые месторождения, составляющие в совокупности Глазный рудный пояс Тургай. В структурном отношении зона представляется в виде вытянутой в субмеридиональном направлении асимметричной блок-синклинали, крылья которой обрезаны Тобольско-Ливановским и Опановским глубинными разломами (см. рис. 1). Иначе говоря, это крупный глыбовый прогиб, сформировавшийся в результате длительного опускания нижнепалеозойских складчатых толщ. Особенно значительным было прогиба-

ние в нижнекарбовое время. Оно сопровождалось интенсивной вулканической деятельностью и образованием субмеридиональных и субширотных разломов, способствующих, в свою очередь, появлению блоковых структур. Последние реагировали на тектонические напряжения как некоторые самостоятельные тела, вследствие чего опускание структуры было неравномерным и неодинаковым на всей площади. Наряду с преобладающим погружением отдельные блоки, вероятно, испытывали воздымание и уже в то время могли быть объектами интенсивной эрозии. К числу таких структур, возможно, относится крупный блок (60×300 км), расположенный восточнее пос. Иргиз и сложенный, по геофизическим данным, породами нижнего палеозоя. Дифференцированное движение блоков сказалось в первую очередь на резком различии мощностей пород, пестроте их фациального облика и неустойчивости по простиранию. Значительно большая мощность нижнекарбовых вулканогенных пород в западном борту зоны со всей очевидностью указывает на большую скорость прогибания этой части прогиба по сравнению с восточной. По-видимому, вдоль Ливановского глубинного разлома в средневизейское время формировались основные центры вулканической деятельности.

Локальные глыбовые прогибы и приуроченность к ним железорудных месторождений характерны и для других геосинклинальных областей. В частности, В. В. Богацкий [19, 20] справедливо отмечает сходство структур Западного Саяна и Тургая, хотя эти структуры и формировались в разные этапы развития подвижных поясов. Вместе с тем месторождения этих прогибов по особенностям минерализации и структурной позиции заметно различаются и, конечно, не могут быть объединены, как это предлагает В. В. Богацкий, в единый металлогенический тип.

Валерьяновская синклинальная зона характеризуется широким развитием в ней осадочно-вулканогенных пород нижнего карбона. Отложения среднего-верхнего визе и намюра, слагающие валерьяновскую свиту, распространены главным образом в западной части зоны, вдоль Тобольско-Ливановского глубинного разлома. Восточнее, в частности вблизи Опановского разлома, количество вулканогенных пород заметно уменьшается. Здесь, в сводовых частях антиклиналей, выступают аргиллиты, мергели, мергелисто-глинистые сланцы и известняки турне-нижнего визе, а в отдельных случаях отложения зоны этрен. Туфы и эффузивы визе-намюра распространены локально на сравнительно небольших площадях. Столь резкое различие мощностей вулканогенных пород на западном и восточном бортах синклинальной зоны может быть объяснено тем, что глыбовое опускание структуры было различным. Значительно быстрее погружение проходило вдоль западного борта; возникающие здесь дополнительные разломы способствовали массовому излиянию лав на большом протяжении. В то же время опускание по восточному борту было незначительным. Опановский разлом, являясь своего рода осью наклона Валерьяновской структуры на запад, испытывал состояние сжатия и не мог служить проводником магматических масс на поверхность.

Складчатость в Валерьяновской зоне имеет север-северо-восточное простирание с углами падения пород на крыльях складок 40—60°, а иногда до 80°. Весьма характерно широкое развитие здесь брахиформных складок, правильное чередование которых создает ложное впечатление поперечной складчатости. Нередко брахискладки располагаются кулисообразно. Образование такого рода пликативных структур свойственно заключительным стадиям развития геосинклинали, когда

они возникают на жестком значительно консолидированном основании. Складчатость обычно осложнена многочисленными разрывными нарушениями, которые особенно четко фиксируются в районах локализации железорудных месторождений.

Вулканогенно-осадочная толща прорвана многочисленными интрузиями основного, среднего и меньше кислого состава. Формирование этих интрузий связано с судетской фазой герцинского тектогенеза. В зонах контакта ряда интрузивных тел (Сарбай-Соколовский комплекс) размещены магнетитовые месторождения.

Существенной особенностью Валерьяновской структуры является то, что в противоположность многим другим структурам Урала в верхнепалеозойское время она остается дифференциально подвижной. На фоне общего поднятия и тенденции к стабилизации в ней происходят глыбовые опускания отдельных участков и образование наложенных структур — Качарской, Ворошиловской, Сор-Кульской и ряда более мелких. Это унаследованные блок-синклинали, выполненные верхнепалеозойскими отложениями, среди которых видное место занимают андезит-базальтовые лавы (C_2 — C_3 ?).

Блоковые перемещения отмечаются и в эпоху киммерийского орогенеза. Наряду с оживлением ранее заложенных глубинных разломов возникают новые дизъюнктивные нарушения, способствующие проникновению базальтоидных лав. Излияние кайнотипных лав основного состава, прослеженное теперь уже не только в районе Кушмуруна, но и значительно севернее — в пределах Алешинского рудного поля, составляет характерную черту киммерийского магматизма.

Боровская антиклинальная зона примыкает по линии Опановского глубинного разлома с запада к Валерьяновской структуре, с востока она ограничена Центрально-Тургайским разломом. В составе пород, слагающих эту зону, преобладают терригенно-карбонатные образования турне-нижнего визе. В ядрах антиклиналей устанавливаются глинисто-карбонатные породы зоны этрен, красноцветы среднего-верхнего девона и вулканы нижнего-среднего девона. Широко представленные в соседней Валерьяновской зоне вулканические породы среднего визе-намюра здесь встречаются только в синклинальных структурах, обладающих брахиформным строением. С запада на восток складки заметно выполаживаются, что может быть объяснено затуханием герцинской складчатости в периферийных частях Уральской геосинклинали.

Магматизм проявился в этой структуре слабо в виде изолированных излияний андезитовых лав, вулканических извержений и отдельных небольших тел диоритов и диоритовых порфиритов.

Касаясь истории развития Кустанайского синклинория, который имеет много общего с Магнитогорским и Иргизским синклинориями, Е. А. Мазина [32, 33] отмечает, что «заложение Кустанайского синклинория произошло, по-видимому, в раннем силуре или позднем ордовике, когда к востоку от Зауральского антиклинория началось дифференцированное прогибание, сопровождавшееся мощными проявлениями вулканизма с излияниями диабазо-спилитовой магмы». Вероятно, в это же время происходило внедрение гипербазитов, контролируемых Тобольским глубинным разломом.

С позднего лудлова, по мнению Е. А. Мазинной, развитие этой части региона идет несколько по иному плану. Прогибание территории прекращается и наступает некоторая стабилизация, что доказывается отсутствием отложений нижнего девона и трансгрессивным залеганием пород среднего девона на более древних образованиях. В восточной

части синклинория в среднедевонское время в зонах глубинных разломов происходит излияние андезито-дацитовых лав, которое сменяется в верхнем девоне накоплением грубообломочного терригенного материала.

В фаменском веке начинается новый тектоно-магматический этап. Происходит значительная структурная перестройка региона и заложение средне-верхнепалеозойских прогибов.

По В. М. Сергиевскому [120, 121], на средних этапах, охватывающих время от конца верхнего турне до начала перми, в интенсивные тектонические движения вовлекаются внешние зоны герцинского подвижного пояса, и уже ко времени среднего визе в Зауралье возникает новая Валерьяновская зона прогибания, в которой идет формирование вмещающего железорудное вулканогенного комплекса, а несколько позднее происходит внедрение интрузий Сарбай-Соколовского типа.

В конце средних и даже поздних этапов развития герцинской геосинклинали в связи с общей инверсией идет накопление главным образом красноцветных толщ — конгломератов, песчаников, аргиллитов — и в небольших количествах вулканогенных образований. Признаки воздымания синклинория и затухание вулканической деятельности намечаются еще в намюре.

Центрально-Тургайская структурная зона расположена в осевой части прогиба, на стыке различных по характеру и тектоническому развитию складчатых структур Урала и Казахстана. Она прослеживается в северо-восточном направлении более чем на 800 км. Эта зона, являясь граничной между структурами Урала и Казахстана, подверглась наиболее интенсивным тектоническим воздействиям, вследствие чего дисъюнктивные нарушения и магматизм здесь проявились совершенно иначе. Прежде всего зона отличается геологическим строением [32, 33] и наличием здесь довольно крупных грабен и горстов, сложенных допалеозойскими и нижнепалеозойскими породами (Убагапский блок, Еганкульский блок и др.).

Значительная мобильность блоковых структур и постоянное подновление глубинных разломов создавали большую проницаемость зоны и благоприятствовали интрузивной деятельности. Поэтому здесь наряду с древними интрузиями широко проявился наложенный верхнепалеозойский и нижнемезозойский магматизм. В опущенных участках структуры развиты отложения турне-намюра и красноцветы верхнего палеозоя (Рымская синклиналь). Крупная наложенная верхнепалеозойская структура — Кушмурунская грабен-синклиналь, к которой приурочены мощные излияния базальтовой магмы.

По данным Е. А. Мазиной, Центрально-Тургайская зона в течение длительного времени испытывала поднятие, вследствие чего мощности средне-верхнепалеозойских образований, представленных здесь континентальными и прибрежно-морскими фациями, значительно сокращены.

Восточно-Тургайская (Прикокчетавская) структурная зона несет отчетливые признаки Казахстанских структур. Для нее характерно исключительно сложное блоковое строение и наличие наложенных структур второго и более высокого порядков. В строении зоны принимают участие докембрийские и палеозойские образования. При этом постинверсионные структуры среднего и верхнего палеозоя характеризуются пологим наклоном складок и несогласно налегают на резко дислоцированные породы докембрия и нижнего палеозоя. Следует отметить, что средне- и верхнепалеозойские образования в значительной мере размыты и сохранились только в отдельных наложенных блок-синклинальных структурах.

Е. А. Мазниной в этой зоне выделяются Карашаликский антиклинорий, Стерлитамакский, Марьевский, Джаркайнагачский и Калмак-Кульский синклинории и структуры более высокого порядка.

В. А. Бугайло выделяет в этой зоне структуры второго порядка: Джаныспайскую, Курскую, Кызылтальскую, Каражарскую, и Келовскую, различающиеся по составу слагающего их комплекса пород, интенсивности и знаку дифференцированных движений. Автор отмечает, что «все пять подзон «берут начало» с Кокчетав-Удутауского антиклинального поднятия», которое является уже собственно западной частью Центрального Казахстана.

РУДНЫЕ ПОЛЯ И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ В НИХ МАГНЕТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В Валерьяновском глыбовом прогибе магнетитовые месторождения размещены таким образом, что в совокупности представляют меридионально вытянутый рудный пояс (см. рис. 1), названный Главным железорудным поясом Тургая. Надо сказать, что это название вполне согласуется с тем определением, которое дается рудному поясу вообще. В настоящее время рудный пояс рассматривается как часть металлогенического пояса [25], в котором эндогенная рудная минерализация связана с определенным комплексом магматических пород, сформировавшихся в одну из фаз тектогенеза, и с развитием крупных тектонических структур, обуславливающих локализацию оруденения.

Главный железорудный пояс Тургая прослежен в меридиональном направлении более чем на 800 км при ширине, не превышающей обычно 60 км. Пояс условно подразделяется на три части: северную, включающую Алешинское, Качарское, Сарбай-Соколовское, Елтайское и Куржункульское рудные поля; центральную, обнимающую Шагыркульское, Сорское, Адаевское, Бенкалинское рудные поля, и Шаракульскую группу магнитных аномалий, южную, в которую входят Жана-Дэур-Иргизская группа и приаральские магнитные аномалии.

Месторождения северной части железорудного пояса отличаются значительно большими размерами, в них сосредоточено около 80% всех запасов магнетитовых руд. Геология этих месторождений освещена в печати [10, 12, 43, 59, 76, 77, 106, 130, 134].

Центральная и южная части железорудного пояса изучены менее полно. Однако уже теперь здесь выявлено свыше 20 контактово-метасоматических месторождений и ряд еще не проверенных бурением магнитных аномалий. Все эти месторождения, относительно небольшие по запасам железных руд, сконцентрированы главным образом в контактовых зонах интрузивов с осадочно-вулканогенными толщами. Описание этих месторождений приведено в работе [43].

По генетическим особенностям и характеру рудной минерализации месторождения весьма сходны между собой, близки они и по времени образования.

Тургайский железорудный пояс, по-видимому, следует рассматривать как один из восточных поясов Уральской складчатой области. Имеется ряд характерных черт, позволяющих сопоставлять этот пояс с другими поясами Урала, расположенными западнее [101]. В то же время специфическое развитие восточной окраины Урала, обусловленное пограничным полжением ее с Казахским складчатым регионом, наложило свой отпечаток и на формирование железорудных месторождений.

Это сказалоcь как на особенностях рудной минерализации, так и на характере локализации отдельных месторождений.

По структурному положению Тургайский пояс сходен с Алтайским [118] и Саянским [19, 20] железорудными поясами, приуроченными также к блок-снэклинальным прогибам.

Формирование Валерьяновской структуры относится к средним и, возможно, даже частью к поздним этапам развития герцинской геосинклинали. В этот период в центральных зонах Урала, по мнению В. М. Сергиевского [120, 121], происходило уже поднятие и последующее разрушение складчатых структур. Иначе говоря, тектоно-магматические процессы в Тургайском прогибе по отношению Центрального Урала проявились с некоторым запозданием. Важной особенностью рудного пояса является и то, что вулканическая деятельность, формирование интрузий и процессы оруденения здесь тесно следуют один за другим и не обнаруживают значительного перерыва во времени, как в других железорудных провинциях.

Глубокое опускание Валерьяновской структуры, особенно активизировавшееся в среднем визе, сопровождалось мощными проявлениями вулканизма и образованием новых разломов, обуславливающих расчленение этой структуры на отдельные блоки. Сопряженные разрывные нарушения, как видно на структурной схеме (см. рис. 1), характеризуются небольшой протяженностью, относительно малыми амплитудами смещения и в отличие от Ливановского и Опановского глубинных разломов имеют субширотное и субмеридиональное простирание. Подобного рода нарушения характерны для всей Валерьяновской зоны, но значительные сгущения их отмечаются только отдельными участками. Именно к таким узлам сопряженных структур приурочены наиболее мощные проявления вулканизма и продуктивные на железо интрузии. Участки концентрации магматизма характеризуются значительной мобильностью и могут быть названы, как это предлагает Г. Н. Щерба [145, 146], глубинными подвижными зонами. Валерьяновская глубокая структура нами рассматривается как одна из подвижных зон восточного склона Южного Урала. На ее фоне, в свою очередь, выделяются подвижные зоны меньших размеров, по существу отвечающие рудным полям.

Магнетитовые месторождения в рудном поясе распределены неравномерно. Главная масса их сосредоточена в участках глубинных подвижных зон, которые отличаются от других участков Валерьяновского прогиба насыщенностью интрузивными телами, резким преобладанием вулканических пород над осадочными и значительным сгущением длительно живущих разрывных нарушений.

По отношению к интрузивным породам магнетитовые месторождения располагаются по-разному. Среди них можно выделить:

1. Месторождения, локализованные внутри интрузивов (Давыдовское, Шартумпак, Лисаковское и другие). Рудная минерализация здесь представлена вкрапленностью, прожилками магнетита и небольшими неправильной формы телами сплошных руд, возникших метасоматически на месте первичных минералов интрузивных пород или же по ранее образованным, чем оруденение, пироксеновым и скаполитовым метасоматитам.

2. Месторождения, возникшие на месте ксенолитов и провесов пород кровли — Жана-Дэурская группа, I Елтайское, II и III Козыревские и др. [43]. Подобно первым магнетитовое оруденение здесь полностью локализовано внутри интрузивов, но развивалось оно по слонистым осадочно-вулканогенным породам. Эти месторождения характеризуются

ся пластовой или линзообразной формой рудных тел и сопровождаются обычно скарнами.

3. Месторождения, расположенные в непосредственном контакте интрузивов с осадочно-вулканогенными породами (Южно-Адаевское, Бенкалинское, Алешинское, Шагаршинское и др.) или в контактовой зоне, в некотором удалении от интрузивных тел (Сарбайское, Соколовское, Ломоносовское, Центрально-Адаевское и др.). Все эти месторождения, обладающие разнообразной морфологией рудных тел, характеризуются в зависимости от степени прогрева различными окolorудными метасоматитами.

4. Месторождения, не обнаруживающие видимой связи с гипабиссальными интрузивами (Качарское, Куржункульское, Копоткинское, Шаракульское и др.). Они размещены в осадочно-вулканогенных породах и, вероятно, не связаны с контактовым воздействием интрузий. Однако в них парагенетические ассоциации и последовательность минералообразования те же, что и в месторождениях контактовых зон. Из интрузивных пород в пространственной связи с рудами отмечаются только небольшие дайки и субвулканические тела гранит-порфиоров и диоритовых порфиритов, которые едва ли смогли обусловить значительный прогрев слонстых толщ на значительном расстоянии.

Подобно интрузиям Сарбай-Соколовского комплекса, месторождения концентрируются отдельными группами, объединенными в рудные поля. Последние являются, в нашем понимании, частью рудного пояса и представляют собой относительно небольшие участки земной коры, в которых размещены близкие по возрасту и генетически связанные между собой рудные проявления.

Рудные поля располагаются в некотором удалении от глубинных разломов (см. рис. 1) в зонах сопряженных разрывных нарушений второго порядка. Эти нарушения, вероятно, были главными путями циркуляции поднимающихся с глубин рудоносных растворов, т. е. играли роль рудоподводящих каналов. В свою очередь, локализация отдельных месторождений в рудных полях определялась зонами повышенной трещиноватости осадочно-вулканогенных пород и особенностями их литологического состава. Морфология таких зон весьма разнообразная и сложная. Чаще всего в рудных полях Тургая бывают развиты межслойные и внутрислойные зоны трещиноватости, появившиеся, по-видимому, в результате дробления пород еще при процессах складчатости, т. е. задолго до оруденения. Реже встречаются крутопадающие, столбообразные зоны трещиноватости, секущие различные по составу и возрасту осадочно-вулканогенные породы. Эти разрывные нарушения обычно служат оперением рудоподводящих структур. Оба типа зон трещиноватости могут рассматриваться как структуры рудолокализирующие.

На примере ряда месторождений (Куржункуль, Копотки, Степное и др.) установлено, что пересечение различно ориентированных систем трещин способствует появлению рудных столбов, развивающихся по карбонатным и алюмосиликатным породам [43]. Причем наиболее полно процесс оруденения протекает в тех участках, которые претерпели интенсивное предрудное дробление. Морфология рудных тел в данном случае тесно связана с конфигурацией зон дробления и не обнаруживает прямой зависимости от литологических свойств первичных пород. Рудные залежи, связанные с зонами дробления, нередко располагаются секуще по отношению к элементам залегания вмещающих толщ, отличаются сложной формой, а магнетитовая минерализация развивается не только по породам различного литологического состава, но и раз-

личного возраста. Более простая, обычно пластообразная или линзообразная форма рудных тел характерна для месторождений (Елтайская и Козыревская группы), в которых оруденение развивалось в межслоевых и внутрислоевых зонах дробления.

Зависимость оруденения от характера первичных пород наиболее четко проявилась в Сарбайском [77, 78] и Южно-Адаевском месторождениях [43]. Рудные тела названных месторождений характеризуются пластовой формой, они залегают согласно с вмещающими породами и прослеживаются без существенных изменений мощности на значительные расстояния. Изучение таких месторождений показывает, что наиболее легко и полно оруденению в них подвергаются насыщенные карбонатным материалом туфы, туффиты, сланцы и часто переслаивающиеся с вулканогенными породами известняки, загрязненные алюмосиликатным материалом. Тонкослонистый характер этих пород нередко запечатлевается в текстурном рисунке массивных и особенно отчетливо полосчато-вкрапленных руд. Рудоносные послемагматические растворы, по-видимому, сравнительно легко проникали в толщу таких относительно рыхлых образований по многочисленным порам и межслоевым срывам, которые больше всего проявляются на границе разнородных по физико-химическим свойствам пород. Мощные толщи мраморизованных известняков рудному метасоматозу подвергаются в меньшей мере, а если оруденение и идет по известнякам, то, как правило, в первую очередь на границе их с алюмосиликатными породами.

И. А. Кочергин [77, 78], изучая геологию Сарбайского месторождения, пришел к выводу, что магнетитовое оруденение Тургая в целом приурочено к определенному горизонту осадочно-вулканогенных пород. Иначе говоря, железорудная минерализация пояса, по его мнению, контролируется определенным стратиграфическим горизонтом, мощность которого не превышает 350—400 м. По своему положению в разрезе этот горизонт параллелизуется с окской свитой среднего визе.

Однако предположение И. А. Кочергина, столь важное для прогнозов и поисков, не нашло подтверждения даже на примере Сарбайского месторождения, в котором, по данным С. Н. Гайса и других, оруденение развивается по андезитовым порфиритам нижнего визе, по известковистым песчано-глинистым и туфогенным образованиям среднего и частью верхнего визе. Общая мощность непосредственно рудовмещающей толщи только на Соколовско-Сарбайском рудном поле достигает 1500—2000 м. В других месторождениях, например, в Качарском и Куржункульском, рудному метасоматозу подверглись более молодые вулканогенные породы, относящиеся по возрасту к намюру, а в Качарском месторождении — может быть даже к низам среднего карбона. Следовательно, магнетитовое оруденение Главного рудного пояса не ограничивается только приуроченностью к осадочно-вулканогенным породам среднего визе, оно проявляется и в породах более раннего и более позднего возраста.

На распределение рудных полей и месторождений в меньшей мере влияют характер контакта интрузивов и пликвативные структуры. Тесная пространственная связь интрузивов Сарбай-Соколовского комплекса с железоруденением и значительная сближенность их во времени формирования позволяет предполагать, что пути движения магматических расплавов и послемагматических растворов, из которых формировались месторождения, едины. Иначе говоря, здесь отчетливо проявляется принцип унаследованности магмо- и рудопроводящих структур.

Интрузивные породы приурочены как к осевым частям крупных, простирающихся в меридиональном направлении синклиналей и антиклиналей (Бенкала, Куржункуль), так и к крыльям складок (Сарбай, Соколовка). Связанные с ними месторождения размещены больше всего в крыльях и складках второго порядка и только иногда в шарнирных частях.

Характерно, что большинство месторождений приурочено к апикальным частям интрузивов (Сарбай, Давыдовка, Ломоносовка), а некоторые из них, судя по геофизическим данным, располагаются над интрузивом (Качар).

**ПЕТРОГРАФИЯ И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ПЕТРОЛОГИИ
ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД РУДНЫХ ПОЛЕЙ****АНДЕЗИТО-ДИОРИТОВАЯ СЕРИЯ**

После значительной структурной перестройки Уральского подвижного пояса, в средневизейское время происходит интенсивное прогибание территории Зауралья, продолжавшееся до верхнего визе-намюра. С этим погружением связано образование второй генерации геосинклинальных прогибов типа эпизвгеосинклиналей, в частности Валерьяновской структурной зоны, и формирование пород андезито-диоритовой серии. Зауральский прогиб, по В. М. Сергиевскому [120, 121], развивался на фоне консолидированных структур первой генерации с некоторым смещением оси прогиба на восток. Характерно, что в нижнекаменноугольное время (средние этапы или третья стадия развития Уральской геосинклинали, по В. М. Сергиевскому) происходит разрастание подвижного пояса на восток и, соответственно, распространение магматизма на восточные внешние зоны.

Интенсивная вулканическая деятельность, выразившаяся в излиянии андезитовых и базальтовых лав и периодических выбросах пирокластического материала, завершилась на границе нижнего и среднего карбона складчатостью и внедрением интрузий Сарбай-Соколовского комплекса.

Большое сходство вулканогенных и интрузивных пород, пространственное их совмещение, а также близкое во времени формирование, относящееся к одному тектоно-магматическому этапу, позволяет объединить названные эффузивно-плутонические образования в единую андезито-диоритовую серию. По структурно-геологическому положению эта серия соответствует выделенной Ю. А. Кузнецовым [83] андезито-диоритовой группе, формирование которой также связывается с относительно поздними этапами развития подвижного пояса. Правда, в более поздней работе Ю. А. Кузнецов [84] эту формацию разделяет на две самостоятельные — андезитовую и габбро-диорит-гранодиоритовую — с различным комплексом сопутствующих полезных ископаемых. В нашем случае, чтобы подчеркнуть генетическое родство пород и неразрывный характер магматических процессов, правильнее рассматривать вулканоплутонические образования как единую серию, подразделяя ее на комплексы.

Андезито-диоритовая серия, связанная, как отмечалось, с геосинклинальным прогибом второй генерации, по характеру проявления вулка-

низма и по металлогении не имеет себе аналогов на Урале, хотя по структурному положению она может сопоставляться с нижнекаменноугольными вулканогенными формациями Магнитогорского и Иргизского синклинориев [32, 33], а также с более древним — каледонским прогибом Западных Саян [19, 20].

Необходимо подчеркнуть, что такое сопоставление относится только к структурам, в которых формировались железорудные месторождения. Что же касается вулканизма, то он в этих зонах проявился по-разному. Например, в Магнитогорском синклинории наиболее интенсивная вулканическая деятельность приходится на турнейское время; в среднем визе вулканизм здесь значительно ослабевает, тогда как в Валерьяновской зоне он достигает максимума. Происходит, как отмечалось ранее, миграция вулканических процессов с запада на восток. Важно заметить и то, что при перемещении вулканической деятельности тождественность состава продуктов извержения совершенно не сохраняется. Магматические породы Магнитогорского прогиба и Валерьяновской зоны резко различаются. По-видимому, следует допустить, что для каждой структурной зоны, несмотря на некоторое их сходство, история развития магматизма строго индивидуализирована. Она обусловлена специфичностью тектонических процессов и характером зарождения и деятельности вулканических очагов.

Более сходен с Валерьяновским прогибом по структурной позиции Иргизский синклинорий, расположенный к юго-западу от Кустанайского синклинория и прослеженный в меридиональном направлении более чем на 500 км при ширине всего лишь 30—35 км. В сущности это тоже глыбовый прогиб, обрезанный с запада и востока глубинными разломами. Иргизский синклинорий подобно Валерьяновской структуре в нижнекарбовое время испытывал значительное опускание, однако магматизм в нем проявился иначе. Выявленные в последнее время в его восточном борту визе-намюрские отложения представлены диабазо-альбитофировой толщей, прорванной интрузивами гранитоидов, сходных с таковыми Магнитогорского комплекса. Различные магматизма в рассматриваемых зонах скорее всего обусловлено разным положением и особенностями динамики очаговых зон. Нам представляется, что характер вулканических извержений связан больше всего с тектонической активностью того или иного участка, а состав продуктов вулканизма зависит в значительной мере от глубины зарождения очага.

Еще более отличен вулканизм Западно-Саянского прогиба, в котором размещены Анзасское, Абаканское и другие месторождения. По данным В. В. Богацкого [19, 20], здесь широко развиты эффузивы спилиткератофирового и андезито-дацитового состава, прорванные близкими к ним по возрасту плагиигранитными и габбро-сиенитовыми интрузиями. Вулкано-плутонические образования вместе с магнетитовым орудением представляют, по мнению В. В. Богацкого, единое целое, и «их образование связано с формированием западно-саянской геосинклинали каледонского возраста».

Сопоставляя в самом общем виде процессы формирования магнетитовых месторождений Западного Саяна и Тургая, В. В. Богацкий пришел к выводу о геологической общности этих провинций и о необходимости выделения особого металлогенического типа магнетитовых месторождений, который он предложил назвать саянским. Однако, располагая в то время недостаточным материалом по Тургаю, В. В. Богацкий, естественно, не мог учесть целого ряда отличительных особенностей развития этого региона, которые были установлены в последние годы. К тому же и в Западном Саяне многие вопросы геологии и магматизма теперь

также значительно уточнены и в некоторых случаях представляются совсем иначе, чем предполагалось ранее. Поэтому объединение в один металлогенический тип Тургайских и Западно-Саянских железорудных месторождений едва ли оправдано. Оно является слишком общим и, главное, затушевывает те специфические черты геологии, которые присущи этим провинциям. Прежде всего, как отмечалось, в Западно-Саянской провинции совершенно иначе проявился вулканизм. Это типичные образования начальной стадии развития каледонской геосинклинали. Здесь нет тех мощных туфовых толщ, которые столь характерны для всех рудных полей Тургай и которые, напомним, формировались в среднем, может быть, частично даже и в поздние стадии герцинского подвижного пояса.

Другая характерная черта различия этих провинций состоит в том, что процессы вулканической деятельности и становления продуктивных на железо интрузий, как уточнил позднее сам В. В. Богацкий [20], в Западном Саяне разорваны во времени и скорее всего относятся к разным этапам формирования геосинклинали. Например, габбро-альбититовый комплекс, с которым генетически связывается Анзасское месторождение, по Г. В. Полякову [114], относится к посторогенным образованиям, располагаясь в крупных разломных зонах, пересекающих складчатые структуры кембрия. Этот комплекс сформировался, по мнению Г. В. Полякова, где-то близко к батолитообразным гранитоидным интрузиям, соответствующим по времени консолидации подвижных областей. Магнетитовые руды, связанные с габбро-альбититовым комплексом, по данным определения абсолютного возраста [114], возникли в раннем девоне — позднем ордовике.

Следовательно, при таком разрыве во времени вулканической деятельности и становления интрузий едва ли правильно связывать их в «единое целое» с магнетитовой минерализацией. Эффузивные образования в Западно-Саянской провинции скорее всего с оруденением близкой генетической связи не имеют, тогда как в Тургае все эти процессы представляют звенья единой цепи геологических событий, ограниченных практически одним тектоно-магматическим этапом.

И в структурном отношении рассматриваемые провинции можно сопоставлять только морфологически — они приурочены к локальным глыбовым прогибам; по генетическому же типу и истории формирования эти структуры резко различаются. Так, заложение каледонского прогиба Западного Саяна относится к начальным этапам развития геосинклинали и неразрывно связано с опусканием фундамента. Валерьяновская же структура оформилась в герцинское время в результате глыбового опускания уже консолидированного складчатого основания и представляется как геосинклинальный прогиб второй генерации.

Нет сомнения, что различный характер тектоно-магматических процессов в Западном Саяне и Тургае сказался и на особенностях рудной минерализации. Месторождения этих провинций различаются по структурной позиции, морфологии рудных тел, парагенезису и составу околорудных метасоматитов и последовательности минерализации (все эти вопросы более детально рассмотрены в IV гл.).

Рассматриваемая андезито-диоритовая серия существенно отличается и от других выделенных в Тургае более ранних формаций, например, диабазо-спилитовой, образование которой соответствует начальным этапам развития варисского подвижного пояса. В составе андезито-диоритовой серии резко преобладают породы андезитового ряда, несколько меньше представлены диабазы, дациты и промежуточные разновидности — андезито-базальты и трахиандезиты; совершенно ограниченно развиты

кислые и щелочные породы. По Ю. А. Кузнецову, такой набор пород вообще характерен для андезито-диоритовых групп формаций. Следует подчеркнуть, что в составе серии есть все переходные разности пород нормальной щелочности — от оливиновых диабазов до кварцевых порфиоров включительно.

Андезито-диоритовая серия подразделяется нами на два комплекса: вулканогенный и интрузивный, названный Сарбай-Соколовским. Заметим, что под комплексом, в соответствии с определением Ю. А. Кузнецова [84], понимается «конкретная, т. е. занимающая определенное место в пространстве и времени, ассоциация тех типов пород, которые принято называть магматическими, а также и сопутствующих им метаморфических и рудных образований, тесно связанных друг с другом парагенетическими отношениями, близких по возрасту и по геологической обстановке образования, находящей свое выражение, в частности, в характерном фациальном его облике».

Вулканогенный комплекс

Вулканогенные породы андезито-диоритовой серии прослеживаются в север-северо-восточном направлении в виде выдержанной полосы шириной 40—60 км, ограниченной с востока и запада Тобольско-Ливановским и Опановским глубинными разломами.

К востоку и западу от этой полосы также встречаются аналогичные породы. Они приурочены к относительно небольшим грабенообразным блокам, сформировавшимся в сходных условиях с Валерьяновской структурной зоной. Эти блоки изучены лишь в общих чертах, хотя именно они наиболее благоприятны для поисков железных руд.

Максимальная мощность эффузивных и пирокластических образований отмечается в западном крыле Валерьяновской синклинали зоны вдоль Ливановского глубинного разлома. По-видимому, этот разлом и сопряженные с ним нарушения меньших размеров служили в нижнекаменноугольное время основными каналами излияния лав. К востоку — в сторону Опановского глубинного разлома — заметно возрастает роль осадочных пород, хотя и в этой части в пределах рудных полей вулканиты распространены довольно широко.

В различных частях вулканогенной полосы, протяженность которой достигает 1000 км, преобладают каждый раз то среднего состава эффузивы, то основного. Вместе с тем имеются значительные площади, где и те и другие развиты явно подчиненно среди осадочных или пирокластических образований. Все это свидетельствует о неравномерном проявлении вулканической деятельности. Вулканизм Тургайского прогиба носит очаговый характер, т. е. он сконцентрирован в отдельных наиболее подвижных участках земной коры. К таким участкам приурочены главная масса интрузий Сарбай-Соколовского комплекса и магнетитовое оруденение.

Анализ тектонических структур и сопоставление геологических разрезов показывают, что активные центры вулканизма были сосредоточены в блоках, которые испытывали в нижнекарбовое время интенсивное погружение. В строении таких блоков резко преобладают туфы и эффузивы, роль же осадочных пород, подчеркивающих периодичность и подводный характер извержения, явно второстепенна.

В противоположность этому блоку, сохраняющие некоторую мобильность или даже проявляющие тенденцию к поднятию, обычно сложены типично осадочными породами преимущественно мелководных фаций.

Продукты вулканической деятельности в этих блоках если и имеются, то, как правило, бывают представлены переотложенным и уже в значительной мере сортированным материалом, накопление которого произошло вместе с карбонатной и глинистой массой.

Учитывая фациальный состав пород и различную их мощность в отдельных блоках, П. С. Галкин выделил в железорудном поясе два очага вулканизма: северный — сарбайский и южный — адаевский. Наибольший из них по размерам сарбайский очаг в структурном отношении представляется в виде крупного блока, он характеризуется наиболее мощными проявлениями вулканизма. В этом блоке размещены крупнейшие железорудные месторождения: Качарское, Сарбайское, Соколовское, Куржункульское и другие.

Адаевский очаг вулканизма, пространственно приуроченный уже к другому — южному блоку, отличается в общем меньшей активностью извержений. Среди пород, слагающих этот блок, значительным развитием пользуются нормально осадочные образования. Магнетитовые месторождения здесь (Адаевское, Бенкалинское и др.) небольшие, суммарные запасы их не превышают запасов только одного Соколовского или Сарбайского месторождения.

Вулканогенные породы в обоих блоках хотя и различаются по мощности, что собственно и дало повод П. С. Галкину говорить о двух очагах вулканизма, по составу и петрохимическим особенностям они сходны. Это позволяет предположить существование единого глубинного очага для всех нижекарбонатовых вулканитов. Различная же интенсивность вулканической деятельности, по-видимому, связана с неодинаковым тектоническим режимом блоков — более активной подвижностью северного и относительной мобильностью южного блока.

Вероятно, говоря об очагах вулканизма, П. С. Галкин имел в виду очаги промежуточные, возникающие на пути движения магматических масс в верхние этажи земной коры. Если это так, то и в данном случае необходима значительная детализация.

Проведенные в последние годы исследования позволили установить, что в пределах рудных полей среди рудовмещающих пород преобладают пирокласты и эффузивы, в то время как между рудными полями вулканические породы развиты в меньших масштабах, большее значение здесь приобретают осадочные образования и продукты перемыва вулканитов — туффиты. Следовательно, активные центры вулканизма не равномерно распределялись по всему рудному поясу, а были сосредоточены в отдельных наиболее тектонически активных участках земной коры — глубинных подвижных зонах второго порядка, соответствующих по площади, примерно, рудным полям.

Далее. Рудные поля располагаются друг от друга на расстоянии 35—50 км, и естественно было бы ожидать при такой их сближенности большого сходства геологических разрезов. Однако ни в одном рудном поле нет идентичности в наслоении разновозрастных вулканогенных пород. Последовательность извержения, определяемая обычно порядком напластования, совершенно не повторяется даже в соседних рудных полях, хотя все эти породы одного возраста. Более того, в разновозрастном рудовмещающем вулканогенном комплексе, например, Качарского месторождения, широко представлены наряду с андезитовыми порфиритами и туфами кварцевые порфиры, а в 40 км южнее — в Соколовско-Сарбайском рудном поле — в том же самом комплексе кислые эффузивы не обнаружены совсем. Признаков перерыва в осадконакоплении, чем можно было бы объяснить отсутствие на юге этих пород, не установлено.

Сопоставляя сводные геологические разрезы по наиболее изученным рудным полям, неизбежно приходишь к заключению, что вулканическая деятельность в них проходила в какой-то мере автономно. Излияния лав и эксплозии охватывали, по-видимому, не весь железорудный пояс сразу, а проявлялись периодически и были ограничены в своей деятельности отдельными блоками. Принимая все это во внимание, мы считаем, что в пределах рудного пояса имеется не два, а больше вулканических очагов, с некоторыми из них пространственно связано железорудение. В настоящее время в соответствии с наименованием рудных полей можно выделить Алешинский, Качарский, Соколовско-Сарбайский, Куржункульский, Адаевский, Бенкалинский и Шагьркульский вулканические очаги. Не исключена возможность, что с детализацией геологосъемочных работ количество очаговых зон вулканизма будет значительно увеличено.

Все эти вулканические очаги промежуточные. Они связаны как с единым глубинным очагом, так и непосредственно с участками излияния. Характер извержения и частота вулканических процессов обусловлены в основном тектоническим режимом, в частности периодичностью подновления ранее заложённых и образованием новых разломов, по которым поднимались магматические расплавы. В промежуточных очагах, по нашему мнению, происходит дифференциация магмы, в значительной мере здесь же осуществляются процессы ассимиляции и контаминации. Различная полнота процессов дифференциации, находящая свое выражение в неодинаковом количественном и качественном составе вулканических пород, связана, по-видимому, с глубиной расположения промежуточного очага, с составом вмещающих толщ и динамикой блока, в котором размещен этот очаг.

Пространственная связь таких очагов вулканизма с интрузиями Сарбай-Соколовского комплекса и приуроченность к ним же железорудных месторождений свидетельствуют о том, что продвижение в верхние этажи земной коры магм и послемагматических растворов осуществлялось по одним и тем же периодически подновлявшимся глубинным разломам. С другой стороны, это отражает в какой-то мере сближенность во времени процессов магматизма и оруденения.

Возрастное положение вулканогенного комплекса четко определяется благодаря наличию многочисленной фауны в осадочных породах, переслаивающихся с эффузивами и туфами. Основная масса излияний проходила в среднем-верхнем визе-намуре.

Вулканогенный комплекс характеризуется значительной пестротой состава и фациальной изменчивостью пород по простиранию. Здесь пока не установлены маркирующие горизонты, как, например, на Урале [79], которые можно было бы проследить по всей вулканогенной полосе. Это, конечно, создает определенные трудности в расшифровке последовательности вулканизма. Кроме того, определенная направленность вулканических процессов по Тургаю в целом маскируется еще и тем, что для каждого вулканического очага, как мы уже говорили, свойственна только ему присущая последовательность излияния лав и не повторяется в других даже сравнительно недалеко расположенных очагах. Здесь, нам думается, справедливо предположение, что в нижнекарбонное время существовал ряд изолированных, но сходных в целом по составу промежуточных очагов, в которых дифференциация проявилась неодинаково, что и нашло отражение в различном характере и последовательности излияния лав.

В самом общем виде как будто бы устанавливается преобладание в нижних и верхних частях разреза пирокластических продуктов, свиде-

тельствующих о взрывном характере вулканических процессов. В средней части разреза преобладают лавовые излияния, туфы и туфогенные породы им подчинены.

В петрохимическом отношении для рассматриваемого комплекса весьма характерна почти всегда повышенная щелочность пород, резкое преобладание натрия над калием, интенсивная пропилитизация и нередко гематитовый характер диагенеза.

Натровый метасоматоз в отдельных толщах эффузивов проявился регионально, однако интенсивность его в различных участках даже одной и той же породы далеко не одинакова. Поэтому наряду с вторичным альбитом во вкрапленниках и основной массе эффузивов нередко встречается олигоклаз, сохраняющий реликты более основного плагноклаза. Такого рода метасоматоз является автометаморфическим, он осуществлялся подобно спилитизации в подводных условиях и, вероятно, на значительных глубинах. Окислительные процессы при этом были в какой-то мере ослаблены, и стекловатая масса, если таковая имела, претерпевала зеленокаменное изменение. В противоположность этому эффузивы, сформировавшиеся на сравнительно небольших глубинах и в наземных условиях, как правило, бывают обильно пропитаны гидроокислами железа. Они залегают часто среди рудообломочных песчаников, конгломератов, туфопесчаников. Вишневого цвета эффузивы и туфы широко распространены в верхней части разреза валерьяновской свиты, они свидетельствуют о поднятиях блоковых структур и регрессии моря.

Для вулканогенных пород рудного пояса характерно постоянное присутствие в них ряда микроэлементов. Е. А. Мазина [32, 33] указывает на повышенное содержание по сравнению с кларковыми Ni — в 3—5 раз, а в районе Куржункульского рудного поля в 10—15 раз, Cu — в 5—10 раз, Pb и V — в 2—3 раза. Повышенная концентрация этих элементов присуща габброидным магмам и ее дифференциатам.

Ниже приводится петрографическая характеристика главнейших типов пород вулканогенного комплекса. Для южной части Тургая вмещающие оруденение породы подробно описаны нами ранее [43]. Многие из этих пород прослеживаются без существенных изменений и в северной части рудного пояса, поэтому, избегая повторений, мы остановимся на их характеристике очень кратко. Более детально освещены в настоящей работе кислые эффузивы и ортофиры, генетическая природа которых, к сожалению, еще не полностью расшифрована.

Петрографическое описание вулканитов.

Диабазовые порфириды. Незначительные по протяженности покровы основных пород встречаются в рудном поясе повсеместно, но более широко они представлены в Алешинском, Адаевском, Соколовско-Сарбайском и Куржункульском рудных полях. Мощность их здесь достигает нескольких десятков и реже — первых сотен метров. Обычно же диабазовые порфириды отмечаются в виде небольших прослоев (5—10 м) среди андезитовых порфиритов, туфов, известняков и карбонатно-глинистых образований. С андезитовыми порфиритами они нередко бывают связаны постепенными переходами через андезито-базальтовые порфириды, при этом структура их также изменяется постепенно.

Диабазовые порфириды — обычно темные или серовато-зеленые породы массивного сложения, но иногда они обнаруживают неотчетливо выраженную флюиальность. В береговых обнажениях по р. Тоболу эти породы окрашены в вишнево-красный цвет, что обусловлено пропитанностью их пылевидным гематитом. Порфиритовые выделения в них чаще

всего представлены плагиоклазом, и только изредка наблюдаются короткопризматические кристаллы пироксена и оливина. Фенокристаллы диабазовых порфиритов — типично интрателлурические образования с отчетливыми признаками реакционного замещения, например, оливина пироксеном.

Следует заметить, что в рудном поясе типичные диабазы, т. е. породы, лишенные порфировых выделений, почти не встречаются.

По структурным признакам, в частности по степени кристалличности, диабазовые порфириты довольно разнообразны, хотя по минеральному составу они мало чем отличаются друг от друга. Можно выделить следующие основные разновидности этих пород.

Оливиновые диабазовые порфириты развиты юго-западнее Куржункульского месторождения, а также в Алешинском и Адаевском рудных полях. Постепенными переходами они связаны с андезитобазальтовыми и андезитовыми порфиритами и, несомненно, представляют единый комагматический комплекс.

Характерной чертой описываемых пород является кайнотипный их облик, сохранение в ряде случаев стекловатого мезостазиса и в то же время отсутствие свежих, не затронутых вторичными процессами кристаллов оливина. Последние встречаются в виде реликтов в моноклинных пироксенах, но чаще всего в форме характерных псевдоморфоз, представленных серпентином петельчатого строения. Оливин, судя по псевдоморфозам и отдельным сохранившимся от разложения участкам, представлен изометричными фенокристаллами форстерита, размер которых колеблется от 0,8 до 2 мм; ни в одном случае он не встречался в основной массе породы. В противоположность этому пироксены довольно обычны не только во вкрапленниках, но и в основной массе. Судя по оптическим свойствам, клинопироксены имеют неодинаковый состав. Значительные колебания угла погасания cNq — от 37 до 52°, а также $2V$ — от +56 до +61°, $Ng - Np$ — от 0,023 до 0,030 и появление в некоторых кристаллах (титан-авгитах) заметно выраженной наклонной дисперсии свидетельствуют о переменном содержании в авгитах титана, глинозема и, возможно, железа.

Порфировые выделения плагиоклаза во всех разновидностях диабазовых порфиритов распределяются более или менее равномерно, составляя в среднем около 18% объема породы. Плагиоклазы почти всегда сдвойникованы, в той или иной мере альбитизированы, серицитизированы и сосюритизированы, а в некоторых случаях слабо зональны. Состав плагиоклаза изменяется от № 62 до 88 [43].

Основная масса оливиновых диабазовых порфиритов толеитовая, но местами типично офитовая. Наряду с широко распространенными лейстами плагиоклаза, которые по составу всегда кислее (№ 50—58), чем вкрапленники, и изометричными зернами авгита здесь постоянно встречаются агрегатные скопления эпидота, хлорита, кальцита и титаномагнетита.

Диабазовые амигдалоиды характеризуются наличием значительного количества миндалин, размер которых колеблется от десятых долей миллиметра до 6—8 мм. Форма миндалин различная: округлая, грубоовальная или более сложная. Миндалины бывают выполнены кальцитом, актинолитом, эпидотом, халцедоном, цеолитами и пренитом. Амигдалоидам свойственна достаточно ясная флюидальность, внешне подчеркиваемая субпараллельным расположением уплощенных миндалин, а в шлифах — четко выраженной пилотакситовой структурой микролитов основной массы. В амигдалоидах оливин не обнаруживается, в остальном их состав тот же, что и оливиновых диабазовых порфиритов.

Базальтовые порфириды наиболее широко распространены среди вулканогенных пород валерьяновской свиты, характеризуются интерсертальной или пилотакситовой структурой. Основная масса в них мелкозернистая, между микролитами плагиоклаза наряду с авгитом постоянно встречаются продукты девитрификации стекла — эпидот, хлорит, кальцит и мельчайшие зернышки титаномагнетита. Во вкрапленниках преобладает основной плагиоклаз (№ 72—87) и реже встречается авгит.

Долеритовые порфириды отличаются полнокристаллическим строением. Основная масса здесь представлена крупными (до 0,8 мм) лейстами альбитизированного плагиоклаза и изометричными зернами пироксена, нередко замещенного хлоритом и актинолитом. Повидимому, эта разновидность представляет собой приповерхностную фацию интрузий. Однако совсем не исключена возможность образования их и как продуктов излившихся основных лав в глубоководных частях бассейна.

Типичные субвулканические тела долеритовых порфиритов прослеживаются в верхней части вулканогенной толщи Алешинского рудного поля, а такие же по структуре эффузивы — в кровле Соколовского месторождения.

Диабазовые порфириды в той или иной степени альбитизированы и претерпели зеленокаменное изменение. Особенно интенсивно они преобразованы в зоне оруденения. По ним, например, в Алешинском, Адаевском и Соколовском месторождениях образовались скаполитовые метасоматиты, пироксен-гранатовые скарны и магнетитовые руды. Реликтовые участки диабазовых порфиритов среди скарнов и даже среди рудных тел встречаются постоянно, причем такие «останцы» достигают 3—10 м мощности и 40—50 м по простиранию.

Химический состав диабазовых порфиритов иллюстрируется табл. 1, а также диаграммой рис. 2. Значительная часть рассматриваемых пород обладает повышенным содержанием щелочей и особенно натрия. В то же время среди диабазовых порфиритов встречаются разновидности с относительно высоким содержанием кремнезема. Они занимают промежуточное положение между диабазами и андезитами и могут быть отнесены к группе андезито-базальтовых порфиритов.

Андезитовые порфириды. Излившиеся породы среднего состава широко распространены во всех рудных полях, причем среди других эффузивов они заметно преобладают. Андезитовые порфириды в противоположность основным породам почти всегда сопровождаются туфами, мощные толщи которых особенно характерны для Качарского, Соколовско-Сарбайского и других рудных полей. Кроме того, в разрезе они переслаиваются с диабазовыми порфиритами, туффитами, глинистыми сланцами и известняками, указывающими на преимущественно подводные условия их образования. Об этом же, вероятно, косвенно свидетельствует и зеленокаменное их изменение. Правда, в верхней части валерьяновской свиты андезитовые порфириды часто оказываются окрашенными в вишнево-красные тона за счет присутствия тонкораспыленного гематита и гидроокислов железа. Эти породы, возможно, формировались уже в условиях поднятия Валерьяновской структуры и частью даже в наземных условиях. Они располагаются среди грубообломочных кластических пород. Обычно андезитовые порфириды образуют довольно мощные покровы, сравнительно быстро выклинивающиеся по простиранию; небольшие толщи этих пород часто чередуются в разрезе с такими же по составу туфами, что свидетельствует о периодическом изменении характера вулканических извержений.

Андезитовые порфириды по составу не столь уж разнообразны, но детали их строения и особенно структуры основной массы довольно различны. По-видимому, излияние андезитовых лав, приуроченных к отдельным активным центрам вулканизма или, иначе выражаясь, к подвижным глубинным зонам, проходило в нижнекарбонное время на различных глубинах, отсюда и различная степень кристалличности этих пород.

Выделяются следующие основные разновидности андезитовых порфиритов: 1) порфириты с крупными порфировыми выделениями роговой

Таблица 1

Химический состав диабазовых порфиритов, %

№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п.п.п.	P ₂ O ₅	Сумма
66	52,44	1,44	16,04	8,87	0,88	0,31	5,77	5,41	4,50	1,50	—	3,49	0,25	100,90
67	48,56	1,55	16,61	9,78	1,70	0,31	3,91	7,91	5,20	1,22	—	3,54	0,23	100,52
68	59,28	1,47	15,04	6,37	1,56	0,17	1,18	3,98	5,50	2,45	—	3,05	0,34	100,39
73	54,27	0,95	17,76	3,23	4,28	0,15	4,96	7,74	2,55	2,01	0,54	1,68	0,25	100,37
115	49,61	2,20	16,09	7,03	1,75	0,25	5,01	5,60	5,35	1,40	1,77	2,28	0,52	98,86
116	51,54	0,87	17,26	8,26	2,19	0,09	4,30	6,59	3,75	1,90	—	2,08	—	98,83
119	54,06	2,15	16,01	7,88	2,70	0,10	2,79	5,04	4,30	2,26	2,10	—	0,05	99,44
177	48,79	1,01	21,14	6,60	5,94	0,23	0,63	6,90	2,17	2,65	0,30	4,27	—	100,63
178	52,11	0,63	15,32	7,21	2,09	0,16	4,18	11,56	3,88	0,92	0,10	1,43	—	99,59
179	50,16	1,55	16,05	3,15	6,61	0,14	1,61	14,00	3,80	0,60	0,57	2,30	0,37	100,91
180	51,20	1,50	15,96	3,25	7,18	0,17	2,63	9,30	4,20	1,24	1,00	1,42	0,59	99,64
181	47,66	0,83	15,93	3,16	6,93	0,09	10,09	6,72	3,57	0,75	2,47	2,14	0,18	100,52

Примечание. 66 — спилит, Соколовско-Сарбайское рудное поле (С. Н. Гайс); 67, 68 — диабазовые порфириты, Соколовско-Сарбайское рудное поле (С. Н. Гайс); 73 — авгитовый порфирит, Соколовско-Сарбайское рудное поле (С. Н. Гайс); 115, 116, 119 — диабазовый порфирит, Качар (Н. М. Беляшов); 177, 178 — диабазовый порфирит, Адаевка (А. М. Дымкин); 179, 180, 181 — диабазовый порфирит, Алешинка (Н. М. Беляшов).

Числовые характеристики

№ анализа	a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	n
66	12,30	4,70	20,80	62,20	—	43,0	48,0	9,0	82,0
67	13,7	4,60	22,80	58,90	—	46,0	30,0	24,0	52,1
68	16,0	2,30	12,10	69,60	—	61,0	17,0	22,0	78,0
73	8,8	8,1	7,7	75,4	—	41,0	49,0	10,0	61,1
115	14,5	4,1	20,2	61,2	—	40,0	45,0	15,0	85,0
116	11,5	6,5	19,4	62,6	—	50,0	40,0	10,0	75,0
119	13,0	4,0	16,0	67,0	—	59,0	30,0	11,0	74,0
177	9,7	9,5	17,3	63,5	—	74,0	7,0	19,0	55,0
178	10,1	5,3	24,5	60,1	—	34,0	29,0	37,0	86,0
179	9,9	6,0	23,6	60,5	—	39,0	12,0	49,0	50,0
180	20,0	0,6	23,4	56,0	—	33,0	18,0	49,0	40,1
181	9,2	6,2	21,9	62,7	—	33,0	60,0	7,0	86,0

обманки; 2) порфириты, в которых вкрапленники роговой обманки хотя и присутствуют, но очень мелкие, едва различимые простым глазом; 3) порфириты с порфировыми выделениями только плагноклаза; 4) пироксен-роговообманковые порфириты; последние являются переходными от андезитовых к базальтовым порфиритам.

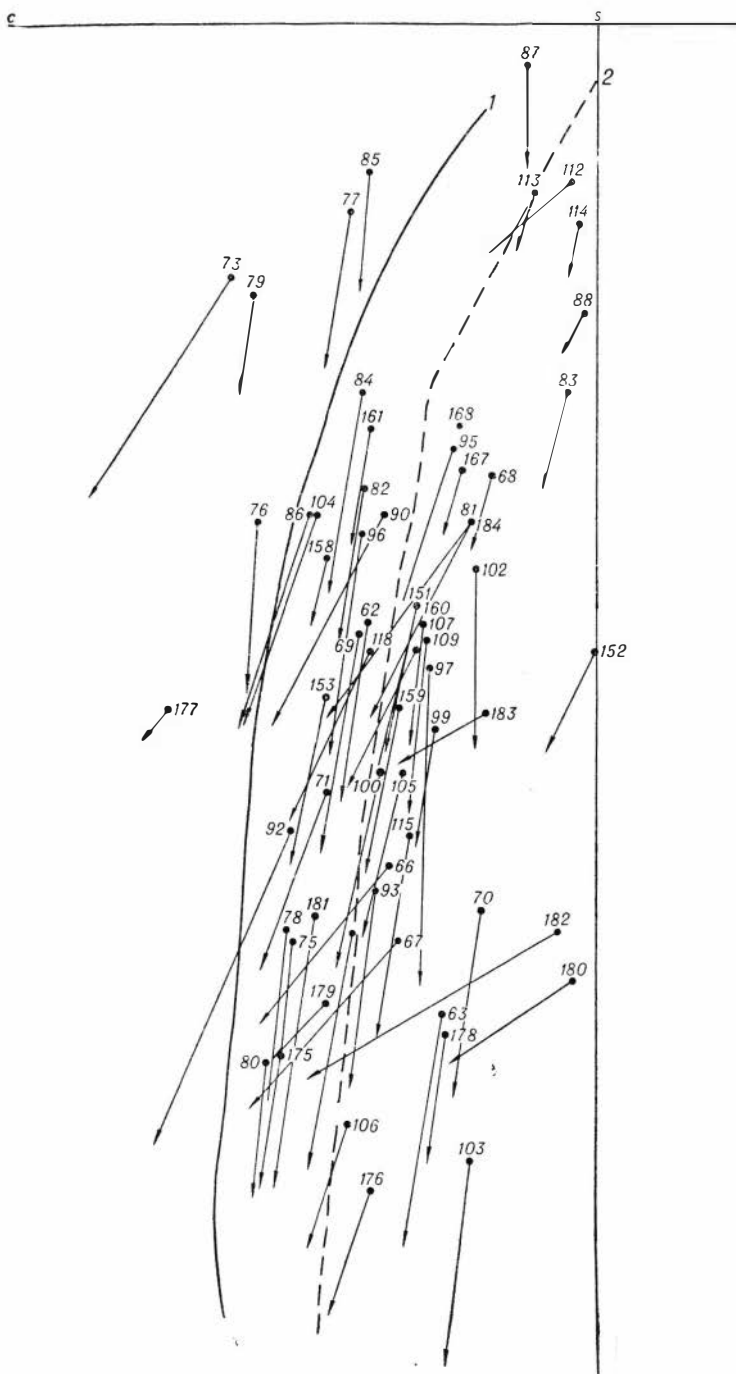
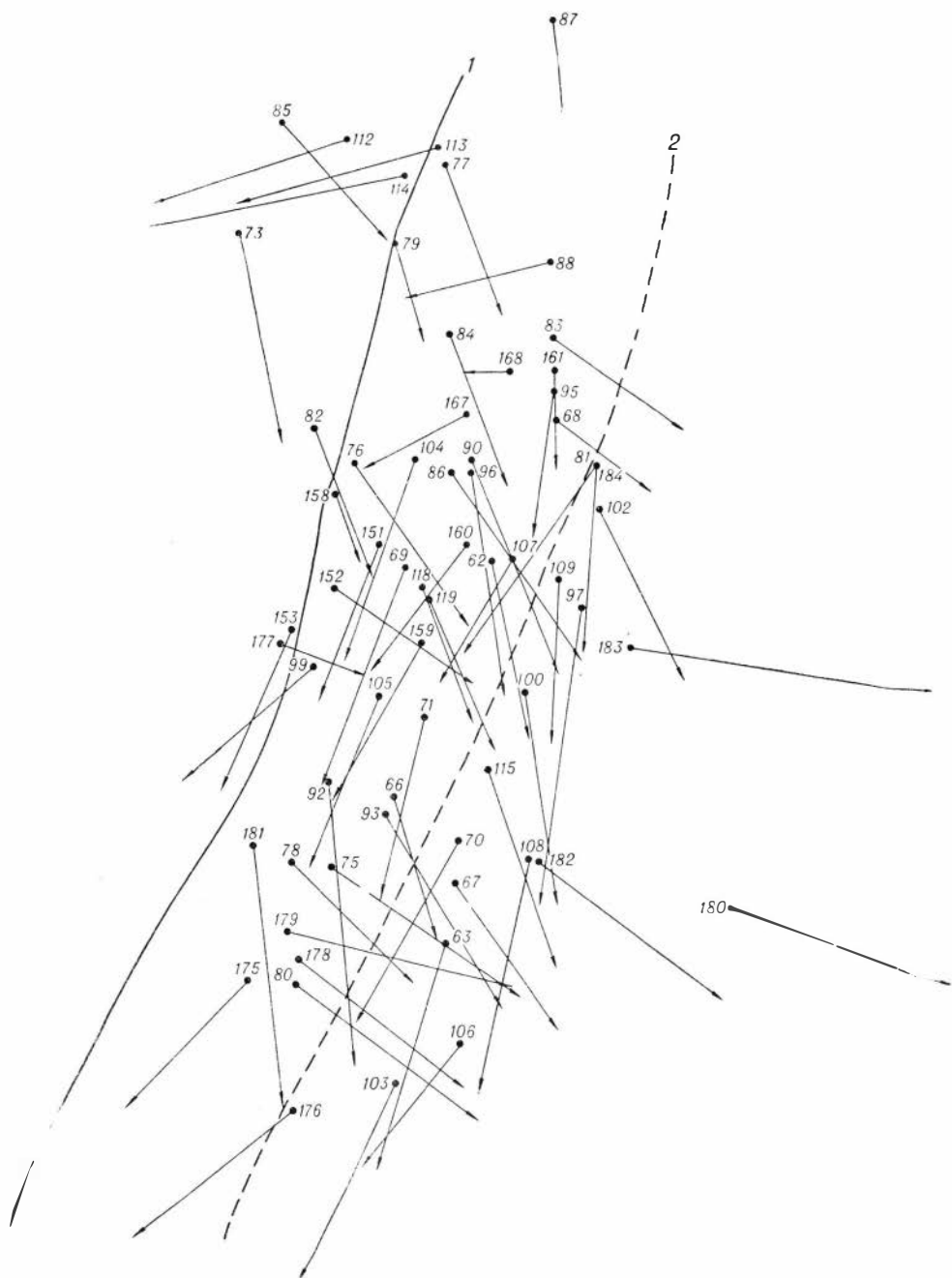


Рис. 2. Вариационная диаграмма химического состава — среднее значение пород Пелэ;

Под микроскопом для всех разновидностей устанавливается порфировая структура, нередко даже полифировая, поскольку общее количество вкрапленников достигает 60%, обычно же оно колеблется в пределах 35—40% объема породы.



става эффузивных пород вулканогенного комплекса.
 2 — среднее значение пород Этны.

Плагноклаз во вкрапленниках таблитчатой и призматической формы. Почти во всех случаях он полисинтетически двойникован и обладает нередко отчетливо зональным строением. Ядро таких плагноклазов более основное (№ 60—65), а периферийные зоны все более кислые.

Внешняя зона бывает представлена андезином № 30—35, а в некоторых покровах Адаевского и Бенкалинского рудных полей — даже олигоклазом № 25—27.

Роговая обманка сложена призматическими почти всегда удлиненными кристаллами, размер которых изменяется от нескольких миллиметров до 2 см в поперечнике. Крупные индивиды роговой обманки, например, в районах Елтайских и Адаевских месторождений, образуют гломеропорфиновые сростки, между которыми основная масса наиболее полно раскристаллизована. В шлифах под микроскопом роговая обманка зеленая или буровато-зеленая, нередко окружена опалитовой каемкой; заметно плеохроирует: зеленый, буровато-зеленый по Ng, серовато-зеленый по Nm и почти бесцветный или слабозеленовато-зеленый по Np; угол погасания $cNg=19-23^\circ$; $-2V=86-78^\circ$; $Nq=1,676-1,668$; $Np=1,652-1,644$; $Nq-Np=0,026-0,021$.

В рудной зоне, в частности вблизи скарновых тел, по роговой обманке порфиритов развиваются мелкозернистые агрегаты пироксена-диопсида ($+2V=56^\circ$; $Ng=1,708-1,701$; $Np=1,680-1,670$), которые поражают частично и основную массу. Это типичные околоскарновые породы, но в отличие от других месторождений [45] пироксен здесь ассоциирует с альбитом, а не с основным плагиоклазом, что обусловлено высоким химическим потенциалом натрия.

Пироксен в андезитовых порфиритах отмечается редко. Разновидности описываемых пород с пироксеном встречены в виде небольших по мощности покровов в Качарском, Соколовско-Сарбайском, Куржункульском и Адаевском рудных полях.

Под микроскопом пироксен слабозеленоватый, с бронзовым оттенком. Короткопризматические кристаллы его, несмотря на вторичные изменения, часто сохраняют характерные восьмиугольные очертания. Отдельные индивиды обнаруживают в шлифах двойникование и очень слабую дисперсию. Двупреломление в нем порядка 0,020—0,024; угол погасания $cNq=41-48^\circ$ — в лавах Куржункульского месторождения; $50-52^\circ$ — в Адаевском месторождении. $Ng=1,721-1,717$; $Np=1,698-1,691$. Колебания оптических свойств пироксена скорее всего связаны с различным содержанием в нем железа и алюминия. Еще реже встречается в андезитовых порфиритах ромбический пироксен, как правило, разложенный и псевдоморфно замещенный либо хлоритом, либо кальцитом. Только в исключительных случаях (Качарское и Адаевское месторождения) сохраняются отдельные реликты пироксена, позволяющие по силе двупреломления определить его как гиперстен.

Основная масса андезитовых порфиритов, сложенная плагиоклазом и продуктами раскристаллизации стекла, более разнообразна, чем в основных породах. Нередко она меняется даже внутри одного покрова, свидетельствуя об изменении условий в процессе кристаллизации лавы. Выделяются порфириты с гиалопилитовой, пилотакситовой, микролитовой и аллотриоморфнозернистой структурами.

Андезитовые порфириты редко сохраняются в свежем виде. Обычно полевошпатовая масса в них альбитизирована, а темноцветные минералы — амфибол и пироксен — бывают замещены хлоритом, актинолитом, кальцитом, вместе с которыми постоянно присутствует эпидот. В рудной зоне андезитовые порфириты подобно другим алюмосиликатным породам подвергаются скаполитизации, скарнированию и оруденению.

Интересно отметить, что при интенсивной альбитизации расплавленное в основной массе окисное железозеленое вещество породы приобретает светло-розовый или даже светло-серый цвет. Какова дальнейшая судьба железа, сказать трудно. Возможно, оно входит частично в новообразо-

вания эпидота и хлорита, но большей частью все-таки, мы думаем, выносятся из этих пород и участвует в рудном процессе.

Химические анализы андезитовых порфиритов, приведенные в таблице 2, не оставляют сомнения в принадлежности данных пород к типичным андезитам, претерпевшим в результате различного рода метаморфических и метасоматических процессов некоторые изменения. Описанные андезитовые порфириты отличаются от пород андезитового ряда несколько повышенной щелочностью и в ряде случаев довольно высоким содержанием фемических компонентов. Последнее, в свою очередь, подчеркивает генетическую близость их к диабазовым порфиритам.

Трахиандезитовые порфириты. Среди вулканогенных пород валерьяновской свиты трахиандезитовые порфириты развиты ограниченно, хотя и встречаются в различных ее частях. По-видимому, они вообще мало характерны для вулканогенного комплекса железорудного пояса.

Присутствие этих эффузивов, равно как и андезито-базальтовых порфиритов, представляющих связующие звенья между основными и средними лавами, — одно из доказательств происхождения всех разновидностей пород из единой глубоко дифференцированной базальтовой магмы.

Трахиандезитовые порфириты установлены в Качарском и Адаевском рудных полях в виде покровов и даек, залегающих среди андезитовых порфиритов и ортофинов. В полевых условиях их выделить практически невозможно, так как они почти ничем не отличаются от андезитовых порфиритов и, кроме того, подобно ортофирам характеризуются микропорфировой структурой и постепенной сменой в разрезе. Надо сказать, что и под микроскопом эти породы не всегда однозначно определяются, особенно в случаях, когда они интенсивно преобразованы.

Состав трахиандезитовых порфиритов несложный. Преобладает в них плагиоклаз альбитизированный и серицитизированный, признаки первичного более основного плагиоклаза сохраняются очень редко. Лишь в отдельных фенокристаллах плагиоклаза удается установить их состав, он оказывается андезином № 30—35. $B_{Ng}=14$, $B_{Nm}=77$, $B_{Np}=87$, $V_{\perp}(010)$. Плагиоклаз № 33. Калиевый полевой шпат в порфиритовых выделениях не встречается.

В Адаевском рудном поле, кроме плагиоклаза в фенокристаллах, наблюдается роговая обманка, представленная призматическими кристаллами, субпараллельное расположение которых подчеркивает трахитоидность породы. Роговая обманка обычно замещена хлоритом или кальцитом. Вокруг псевдоморфоз иногда сохраняется опалитовая каемка. Оптические свойства роговой обманки: $c_{Ng}=15^{\circ}$, $Ng-Np=0,019$, $-2V=74^{\circ}$.

Основная масса породы состоит из лейст плагиоклаза, между которыми видны почти изометричные зернышки ортоклаза. Форма последних большей частью неправильная, но иногда это хорошо образованные таблички буроватого цвета. Лейсты плагиоклаза сложены в двойники. Располагаются они субпараллельно или беспорядочно. Продуктами разложения плагиоклаза основной массы являются серицит, кальцит и кварц. Состав плагиоклаза в лейстах более кислый, чем во вкрапленниках, — № 23—27. В табл. 3 приводится химический анализ трахиандезитовых порфиритов.

Сопоставление этих анализов с анализами андезитовых порфиритов и ортофинов представлено на вариационной диаграмме (см. рис. 2), составленной по методу А. Н. Заварицкого [49]. Обращает на себя внимание повышенное содержание в рассматриваемой породе калия и кремнезема.

Химический состав андезитовых порфиритов, %

№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	GaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п.п.п.	P ₂ O ₅	Сумма
62	53,6	1,38	17,77	5,34	3,24	0,18	3,53	4,96	5,60	1,15	0,95	2,61	0,23	100,54
63	49,7	1,28	17,69	9,10	1,69	0,21	6,07	2,85	5,20	1,24	1,12	4,02	0,26	100,43
69	53,12	0,76	17,94	4,73	4,30	0,11	4,3	4,05	4,60	1,05	—	4,39	0,24	99,59
70	53,0	0,87	17,76	4,38	4,23	0,37	4,99	2,16	5,40	1,20	—	3,74	0,24	98,34
71	50,12	0,90	18,93	5,44	5,06	0,24	4,27	4,62	5,0	0,8	—	3,79	0,15	99,32
75	51,03	0,56	17,63	2,10	4,33	0,18	3,78	12,91	4,38	0,66	0,53	1,37	—	99,46
78	53,85	0,63	18,94	1,76	3,10	0,21	3,74	11,05	4,70	0,43	—	1,42	—	99,83
79	58,85	0,47	19,23	3,48	2,27	0,09	1,03	6,25	4,50	0,90	0,15	1,75	—	98,97
80	47,85	0,68	17,75	1,34	5,26	0,75	4,38	13,75	3,96	0,56	—	2,38	—	98,66
81	57,94	0,68	16,80	3,50	4,0	0,17	3,31	2,25	5,02	3,9	0,25	1,98	—	99,80
86	52,71	0,4	20,21	1,82	2,06	0,11	3,65	8,6	5,65	1,01	0,10	3,25	—	99,57
90	57,59	0,7	16,87	5,03	1,82	0,17	3,73	3,83	5,82	1,41	—	2,23	—	99,20
92	51,55	0,88	17,09	0,77	3,92	0,82	7,83	6,11	3,22	2,15	—	4,96	—	99,30
93	53,46	0,18	16,18	2,15	4,13	0,25	5,49	8,68	4,85	0,82	—	2,44	—	98,63
95	59,58	0,12	16,78	5,03	2,83	0,09	2,36	2,60	5,57	2,44	0,43	1,21	—	99,04
96	56,56	0,7	17,84	4,13	1,89	0,18	3,84	5,03	5,39	1,2	—	2,52	—	99,28
97	54,99	0,8	19,16	0,75	2,42	0,45	6,72	3,07	7,32	0,27	—	3,75	—	99,70
99	58,08	0,74	17,01	8,05	0,77	0,08	2,78	2,93	4,01	1,0	—	2,79	—	98,24
100	51,49	0,9	17,3	5,44	3,22	0,15	5,07	4,51	4,69	2,86	—	2,87	—	98,50
102	58,21	0,66	16,87	2,98	3,55	0,10	3,28	4,45	7,66	0,24	—	1,39	—	99,39
103	50,49	0,93	18,18	2,18	7,36	0,53	7,17	2,38	5,07	0,9	—	4,22	—	99,41
104	56,7	0,47	19,11	4,37	0,9	0,09	3,45	4,89	4,09	1,93	1,45	2,16	—	99,5
105	55,55	0,62	17,03	8,32	0,99	0,07	4,1	3,4	4,2	1,68	1,2	2,4	—	99,56
106	44,6	0,46	21,72	6,64	6,9	0,19	4,08	4,25	4,46	2,15	1,63	2,63	—	99,71
107	54,92	0,73	18,26	7,8	1,82	0,08	2,4	3,1	5,85	1,12	0,7	1,4	—	98,18
108	47,27	0,45	20,26	3,04	4,6	0,17	6,71	4,1	5,47	1,71	1,42	3,17	—	98,37
109	53,79	0,88	17,51	4,6	5,25	0,25	3,37	2,96	6,35	0,95	—	3,16	—	99,07
151	60,09	0,83	16,25	4,56	3,74	0,04	3,24	3,16	4,20	1,72	0,35	1,28	0,73	100,19
152	58,68	0,61	13,22	4,03	5,32	0,10	2,50	5,20	5,15	3,98	—	—	—	98,79
158	56,2	1,11	17,33	8,96	2,36	0,18	1,11	5,6	4,0	1,29	1,92	—	0,22	100,28
160	57,0	0,99	18,02	7,78	1,14	0,09	2,39	3,14	5,0	1,6	2,56	0,36	0,18	100,25
161	55,72	1,03	18,42	5,05	3,43	0,23	1,39	4,26	6,1	1,4	2,49	0,15	0,18	99,85
167	60,8	0,79	16,6	7,24	0,97	0,07	0,94	2,24	5,0	2,0	3,12	—	0,18	99,95
168	59,14	1,11	16,45	7,14	4,32	0,11	—	2,46	5,8	1,42	1,76	—	0,15	99,86
175	47,25	1,06	21,84	3,59	7,19	0,13	3,77	5,74	3,35	0,81	0,34	4,34	0,14	99,55
·76	45,69	1,30	22,73	4,16	6,32	0,11	4,42	3,64	4,0	2,20	0,22	4,92	0,18	99,89

Примечание. 62, 63 — андезитовый порфирит, Алешинка (Н. М. Беляшов); 69, 70, 71 — андезитовый порфирит, Соколовско-Сарбайское рудное поле (С. Н. Гайс); 75 — андезитовый роговообманковый порфирит, Елтай-III (А. М. Дымкин); 78, 79 — андезитовый роговообманковый порфирит, Адаевка (А. М. Дымкин); 80, 81 — андезитовый порфирит, Адаевка (А. М. Дымкин); 86 — андезитовый роговообманковый порфирит, Бенкала (А. М. Дымкин); 93, 95 — андезитовый порфирит, Качар (А. М. Дымкин); 90, 92, 96, 99 — пироксен-плагноклазовый порфирит, Качар (Н. М. Беляшов); 97, 100, 102, 103 — андезитовый порфирит, Качар (Н. М. Беляшов); 104, 105, 106, 107, 108 — порфирит, Качар (А. М. Дымкин); 109, 167, 168 — пироксен-плагноклазовые порфириты, Качар (Н. М. Беляшов); 158, 160, 161 — плагноклазовые порфириты, Качар (Н. М. Беляшов); 175, 176 — андезитовый порфирит, Соколовско-Сарбайское рудное поле (Е. А. Мазина); 151, 152 — андезитовый порфирит, Качар (Н. М. Беляшов).

Числовые характеристики

№ анализа	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>s</i>	<i>a'</i>	<i>f'</i>	<i>m'</i>	<i>c'</i>	<i>n</i>
62	14,6	5,1	15,4	64,9	—	52,0	40,0	8,0	87,3
63	13,5	3,4	24,1	59,0	16,0	33,0	51,0	—	86,5
69	12,6	5,2	15,6	66,6	19,0	30,0	51,0	—	87,0
70	13,8	2,6	21,8	61,8	23,0	36,0	41,0	—	87,0
71	13,0	5,9	19,9	61,2	9,0	50,0	41,0	—	90,5
75	10,9	6,7	22,4	60,0	—	28,0	30,0	42,0	91,0
78	10,0	6,7	22,3	61,0	—	46,0	27,0	27,0	94,0
79	12,3	7,6	8,0	72,1	—	70,0	23,0	7,0	87,0
80	10,1	7,2	25,1	57,6	—	28,0	31,0	41,0	91,0
81	16,9	2,8	13,2	67,1	3,0	54,0	43,0	—	66,5
86	13,6	6,5	13,3	66,7	—	26,0	44,0	30,0	76,0
90	14,1	4,7	13,0	68,2	—	48,0	50,0	2,0	85,0
92	10,8	6,7	20,0	62,5	—	24,0	70,0	6,0	69,3
93	12,1	4,9	21,2	61,8	—	28,0	45,0	27,0	89,0
95	16,0	3,2	11,5	69,3	5,0	60,0	35,0	—	77,5
96	14,1	5,2	13,4	67,3	—	43,0	50,0	7,0	87,0
97	16,6	3,76	16,5	63,2	10,0	21,0	69,0	—	97,5
99	10,5	3,6	17,8	68,1	30,0	44,0	26,0	—	85,5
100	15,3	4,4	18,4	61,9	—	44,0	49,0	7,0	70,4
102	17,0	2,7	14,2	66,1	—	42,0	39,0	19,0	98,4
103	12,4	2,8	27,3	57,5	22,0	32,0	46,0	—	89,1
104	12,8	6,20	13,0	68,0	16,0	37,0	47,0	—	77,0
105	12,0	4,2	18,5	65,3	16,0	45,0	39,0	—	79,0
106	13,8	5,5	26,5	54,2	23,0	49,0	28,0	—	76,0
107	15,0	3,8	15,4	65,8	16,0	57,0	27,0	—	89,0
108	15,4	5,3	22,2	57,1	12,0	34,0	54,0	—	83,0
109	16,1	3,8	15,8	64,3	2,0	60,0	38,0	—	93,0
151	12,0	4,0	15,0	69,0	14,0	50,0	36,0	—	79,0
152	11,0	—	16,0	73,0	—	57,0	22,0	31,0	67,0
158	11,0	6,0	14,0	69,0	—	81,0	14,0	5,0	82,0
160	14,0	4,0	15,0	67,0	22,0	51,0	27,0	—	83,0
161	16,0	5,0	11,0	68,0	—	70,0	23,0	0,7	86,0
167	14,0	3,0	12,0	71,0	26,0	60,0	14,0	—	79,0
168	15,0	3,0	11,0	71,0	10,0	90,0	—	—	86,0
175	9,0	7,0	25,0	59,0	28,0	43,0	29,0	—	86,0
176	10,0	5,0	28,0	57,0	35,0	36,0	28,0	—	75,0

Ортофиры. Эффузивные породы, в которых щелочной полевои шпат резко преобладал бы, совсем не характерны для рудного пояса. Ортофиры установлены пока лишь в южной части Качарского месторождения. В зоне оруденения они сохранились отдельными небольшими участками среди руд и скаполитовых метасоматитов.

Макроскопически в зависимости от степени и характера измененности ортофиры имеют различную окраску. В одних случаях они темно-серые и по внешнему виду практически не отличимы от афировых порфиритов, в других же — благодаря розовато-серой окраске напоминают альбитизированные метасоматиты.

Изучение под микроскопом показывает, что ортофиры состоят в основном из калиевого полевого шпата и плагноклаз в них незначителен.

В отличие от андезитовых порфиритов вкрапленники в ортофирах хотя и различаются среди более мелкозернистой основной массы, но, как правило, невелики по размерам (не более 0,5—0,7 мм), не имеют характерной таблитчатой формы и, что особенно важно, обнаруживают нередкое метасоматическое происхождение.

Фенокристаллы ортоклаза распределяются в породе более или менее равномерно, обычно их немного, не более 20%. Форма вкрапленников неправильная; столь характерные для ортоклаза таблитчатые кристаллы почти не встречаются. Правда, когда ортоклаз метасоматически развивается по плагиоклазу, он в какой-то мере сохраняет призматические

Таблица 3

Химический состав трахиандезитовых порфиритов, %

№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	Ca●	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п.п.п.	Сумма
184	57,94	0,68	16,8	3,50	4,0	0,17	3,31	2,25	5,02	3,9	0,25	1,98	99,8

Примечание. 184 — трахиандезитовый порфирит, Адаевское рудное поле (А. М. Дымкин).

Числовые характеристики

№ анализа	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>s</i>	<i>a'</i>	<i>f'</i>	<i>m'</i>	<i>c'</i>	<i>n</i>
184	16,9	2,8	13,2	67,1	3,0	54,0	43,0	—	66,5

счертания последнего, особенно в тех случаях, когда калиевый метасоматоз проявляется только внутри плагиоклаза. Такие кристаллы сохраняют нередко внешнюю каемку плагиоклаза в виде своеобразной рамки. Однако, как только кристаллы плагиоклаза оказываются замещенными полностью ортоклазом, последний разрастается и приобретает изометрически лапчатые очертания. В краевых частях таких фенокристаллов иногда обнаруживаются мелкие и различно ориентированные зерна ортоклаза основной массы. Вполне возможно, что некоторая часть вкрапленников ортоклаза возникла за счет собирательной перекристаллизации, а другая — при замещении плагиоклаза. В целом ортоклаз здесь не магматический, он лишь продукт послемагматического преобразования породы.

В. А. Заварицкий [51] указывает на позднюю альбитизацию ортоклаза. Наши наблюдения не подтверждают этого, конечно, если не считать жилок более позднего альбита. Альбитизация проявилась значительно раньше и является региональным автотоморфическим процессом.

Вкрапленники альбита, сохранившиеся от замещения ортоклазом, характеризуются удлиненнопризматической формой; почти всегда они полисинтетически сдвойникованы. Исключительно редко в них сохраняются следы зонального строения, так что и альбит в этих породах, может быть, вторичный.

Основная масса ортофиров состоит преобладающе из ортоклаза и альбита. Эти минералы настолько мелки, что невозможно каждый раз судить об их количественном соотношении. И только благодаря разли-

цию показателей преломления альбита и ортоклаза, в ряде случаев все же удается видеть преобладание в породе ортоклаза.

Особенно резко преобладает ортоклаз в участках, где основная масса перекристаллизована. По-видимому, в данном случае происходила своего рода «отгонка» альбита, хотя его мономинеральных скоплений, подобных ортоклазу, не наблюдалось. Ортоклаз основной массы представлен изометричными зернами неправильной формы. Очень редко он бывает сложен табличками, имеющими в сечении квадратные очертания, но и эти индивиды имеют неровные, извилистые контуры.

Альбит большей частью также представлен изометричными с неровными очертаниями зернами, величина которых не превышает 0,01—0,03 мм. Лишь в отдельных случаях альбит сложен субпараллельно расположенными лейстами, обусловливающими трахитоидный тип структуры ортофигов. В основном же структура основной массы микрофельзитовая, напоминающая роговиковую. В участках более крупнозернистого строения — структура микрогранобластовая.

Вместе с ортоклазом и альбитом в ортофигах постоянны эпидот, кальцит, а в рудной зоне, кроме того, магнетит и скаполит. Развиваются эти минералы неравномерно. Эпидот образует гнезда или небольшие прожилки, около которых основная полевошпатовая масса почти всегда перекристаллизована. Кальцит развивается иногда вместе с эпидотом, но больше всего в виде мономинеральных тонких прожилков или изометричных гнезд. Магнетит и скаполит появляются только в рудной зоне, сначала в виде мельчайшей сыпи или неправильной формы обособлений, а затем и более крупными одиночными кристаллами. Непосредственно в зоне оруденения ортофиры охотно замещаются скаполитом и магнетитом полностью (северо-западный участок месторождения), при этом появляются новообразования хлорита, актинолита и флогопита.

Ортофиры, как нетрудно заметить, представляют собой измененные породы, в которых метасоматические процессы проявились более интенсивно, чем в других вулканитах. К сожалению, они встречены только в рудной зоне, поэтому условия их залегания во многом остаются неясными.

Приведенные в табл. 4 химические анализы ортофигов несколько отличаются от среднего состава ортофира по Дэли. В анализированных образцах за счет увеличения феррических компонентов меньше содержится компонента *a*, в то же время отношение *K/Na* значительно выше (в среднем около 3:1, в ортофире по Дэли — 1:1).

Таблица 4

Химический состав ортофигов, %

№ анали-за	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	п.п.п.	Сумма
182	53,14	0,44	13,00	4,80	1,51	0,39	4,35	8,37	1,33	8,81	4,77	100,91
183	49,30	0,78	15,40	1,36	1,36	0,15	1,04	10,83	2,75	7,01	9,83	99,81

Примечание. 182, 183 — ортофиры, Качар (А. М. Дымкин).

Числовые характеристики

№ анализа	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>s</i>	<i>a'</i>	<i>f'</i>	<i>m'</i>	<i>c'</i>	<i>n</i>
182	15,6	0,9	22,3	61,2	—	25	33	42	18
183	17,7	2,5	17,4	62,4	—	20	11	69	37

Дацитовые порфиры. Дацитовые порфиры, представляющие переходный тип уже от средних к кислым эффузивам, встречаются в виде покровов в Адаевском, Куржункульском и Елтайском рудных полях. Они расположены среди известняков, туффитов, андезитовых порфиритов и туфов. В районе месторождения Елтай-III отмечаются постепенные переходы между андезитовыми и дацитовыми порфиритами и неоднократное чередование их в разрезе. Такое соотношение пород свидетельствует о дифференциации магмы на глубине и о непрерывности ее излияния из одного и того же глубинного очага. Внешне это светло-серые или темно-серые массивные породы, в которых хорошо видны вкрапленники плагиоклаза, роговой обманки и реже кварца грубоокруглых очертаний.

Фенокристаллы представлены плагиоклазом, кварцем и нацело разложенным, превращенным в хлорит, темноцветным минералом. Сохранившиеся кое-где характерные ромбовидные очертания свидетельствуют о замещении хлоритом обыкновенной роговой обманки.

Среди вкрапленников преобладает плагиоклаз, занимающий 25—30% объема породы. Короткопризматические кристаллы его, образующие местами срастания 2—3 и более индивидов, обладают зональным строением. Вместе с тем встречаются фенокристаллы полисинтетически двойникованные, но не зональные. Величина порфировых выделений плагиоклаза колеблется от 1 до 3—4 мм в длину при 0,5—2 мм в поперечнике.

Таблица 5

Химический состав дацитовых порфиритов, %

№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п.п.н.	P ₂ O ₅	Сумма
76	57,28	0,68	18,56	2,59	2,5	0,05	2,79	8,88	4,69	0,39	—	1,7	—	100,11
77	60,94	0,39	17,09	0,32	2,62	0,06	1,06	4,83	4,92	1,23	0,29	4,48	0,26	98,49
82	61,07	0,49	17,16	2,64	4,11	0,13	2,47	6,0	3,95	0,87	0,15	1,2	—	100,24
83	66,14	0,26	13,64	4,56	1,3	0,07	1,26	3,25	5,95	2,3	—	0,29	—	99,02
84	59,85	0,38	17,65	1,0	4,15	0,46	2,0	5,27	5,27	1,2	—	1,3	—	98,53

Примечание. 76 — дацитовый порфирит, Елтай-III (А. М. Дымкин); 77 — дацитовый порфирит, Куржункуль (Е. А. Мазина); 82, 83, 84 — дацитовый порфирит, Адаевка (А. М. Дымкин).

Числовые характеристики

№ анализа	a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	n
76	11,4	7,5	13,1	68,0	—	36,0	38,0	26,0	95,0
77	13,5	5,5	6,2	74,8	—	52,0	35,0	13,0	86,0
82	10,5	5,2	12,3	72,0	—	52,0	35,0	13,0	87,0
83	16,0	0,7	10,3	73,0	—	49,0	21,0	30,0	80,0
84	13,6	5,2	10,2	71,0	—	52,0	35,0	13,0	87,0

Состав плагиоклаза во вкрапленниках не постоянен. В зональных кристаллах ядро представлено лабрадор-битовнитом, а периферийные зоны — андезитом; незональные кристаллы плагиоклаза, как правило, содержат не более 40—45% анортитовой молекулы.

Порфировые выделения кварца занимают меньший объем в породе (около 5—7%). В дацитовых порфиритах Адаевского рудного поля кварц

во вкрапленниках встречается очень редко. Почти все порфиновые выделения кварца имеют округлую или эллипсоидную форму в разрезе с неровными контурами. Размер вкрапленников кварца варьирует от 0,5 до 2 мм в диаметре.

Темноцветный минерал, как уже говорилось, не сохранился, он полностью разложен. Лишь кое-где удается видеть характерную ромбовидную форму первичного минерала — роговой обманки, замещенную нацело тонкочешуйчатыми агрегатами хлорита, близкого по составу к клинохлору.

Основная масса дацитовых порфиритов характеризуется тонкозернистой структурой, особенно в тех участках породы, где она мало изменена вторичными процессами. Состоит основная масса преимущественно из плагиоклаза, близкого к андезину, и кварца, в очень небольшом количестве развит калиевый полевой шпат. Появление в основной массе вторичных минералов — эпидота, хлорита, актинолита и других — обычно сопровождается перекристаллизацией полевошпатовой массы, альбитизацией плагиоклаза. Аналогичное изменение происходит в порфиритах при скарнировании их гранатом и пироксеном и при скаполитизации.

Дацитовые порфиры, судя по их минеральному и химическому составу (табл. 5), занимают промежуточное положение между андезитами и риолитами.

Кварцевые порфиры. Среди вулканических пород андезито-диоритовой серии кислые эффузивы и особенно их туфы развиты ограниченно. Они встречены только в Куржункульском, Адаевском и Качарском рудных полях.

В полевых условиях кварцевые порфиры легко распознаются среди других эффузивных пород благодаря красновато-розовой окраске и наличию довольно частых порфирических выделений кварца и полевого шпата. Текстура породы массивная, но в отдельных случаях (Качарское рудное поле) ввиду ориентированного расположения вкрапленников кварца и плагиоклаза бывают видны признаки флюиальности. Основная масса в таких случаях располагается как бы отдельными тонкими полосками — слоями, отчетливо обтекая фенокристаллы. В участках, где количество порфирических выделений достигает 60%, ориентировка их выражена наиболее четко.

В приконтактной части с диоритовыми порфиритами (месторождение Куржункуль) они интенсивно карбонатизированы, разбиты многочисленными трещинами, поэтому трудно восстановить характер их контакта. Вполне возможно, что такое изменение кварцевых порфиров связано здесь с внедрением межпластовых интрузий диорит-порфиритов.

На Качарском месторождении кварцевые порфиры и туфы приурочены к северо-восточному и восточному флангам, максимальная мощность их достигает 400 м. В центральной и западной частях месторождения кислые эффузивы отсутствуют. Ограниченное площадное распространение этих пород при столь значительной их мощности, по-видимому, объясняется вязкостью лав и способностью их образовывать купола. Известно, что силикатные расплавы, обладающие высокой вязкостью, застывают либо на пути к поверхности, либо выдавливаются в виде обелисков и куполов (Мон-Пеле, Катарман, куполы Мерапи и др.). Не исключена и такая возможность, что в посленижнекарбонное время центральная и северо-западная части месторождения были несколько приподняты и кварцевые порфиры оказались эродированными.

В рудной зоне значительная часть кварцевых порфиров и их туфов интенсивно метасоматизирована, по ним образованы скаполит-магнетитовые руды.

Условия залегания этих пород в Качарском рудном поле очень сложные и далеко не выяснены. Неясно, например, почему кварцевые порфиры, слагающие мощную толщу на юго-востоке, в северо-западной части как бы расщепляются и встречаются уже в виде небольших прослоев и, что больше всего удивляет, среди различных по возрасту пород. Остается загадкой и их секущее положение в некоторых местах по отношению вмещающей оруденение слоистой толщи. Все эти факты, известные автору еще в начальный период разведки месторождения, позволили предполагать интрузивную природу кварцевых порфиров. Учитывая большое сходство рассматриваемых пород с обычными эффузивами, мы считали их апикальной частью (последним или секущим апофизам) залегающего на глубине более основного по составу интрузива [39, 12, 106] или, что наиболее вероятно, субвулканическими межпластовыми интрузивами, формирование которых проходило в приповерхностных условиях. Такие интрузивы широко известны в Алтае-Саянской складчатой области и в Центральном Казахстане.

В. А. Заварицкий [51], основываясь на петрографических исследованиях шлифов, пришел к выводу, что это типичные вулканогенные образования, в которых имеются прослой туфов. В. А. Заварицкий даже предполагает игнимбритовую природу этих образований. Однако все попытки расчленил данные породы, что, казалось бы, естественно при такой трактовке их происхождения, не увенчались успехом. Участки с обломочным строением не имеют стратиграфической приуроченности и не прослеживаются в виде слоев. Они встречаются обособленными зонами среди кварцевых порфиров и несут отчетливые признаки дробления. Вероятно, в ряде случаев это обычные катаклазиты, а не туфы.

Учитывая сказанное, мы не можем полностью разделить взгляды В. А. Заварицкого на природу этих пород. Особенно неубедительны его доводы в пользу наличия в названной толще игнимбритов. Критический разбор взглядов на происхождение игнимбритов изложен в статье В. И. Влодавца [28], и мы не будем на этом детально останавливаться. Следует только отметить, что выделение игнимбритов по одному лишь признаку обломочного строения, как делает В. А. Заварицкий, без учета других геологических факторов не может считаться обоснованным. Вопрос о природе кислых пород Качарского месторождения окончательно не решен. Однако следует согласиться с В. А. Заварицким, что главная масса этих пород, по-видимому, эффузивные образования, среди которых не совсем отчетливо и только по структурным особенностям выделяются вулканические брекчии.

При микроскопическом изучении установлено, что главные минералы породы—кварц, ортоклаз и плагиоклаз, в качестве вторичной примеси обычно присутствуют кальцит, серицит, хлорит и реже эпидот.

Фенокристаллы большей частью представлены кварцем, ортоклазом и несколько меньше плагиоклазом. Порфиновые выделения составляют только 30—35% объема породы.

Кварц представлен зернами округленной формы, часть которых еще сохраняет дипирамидальные очертания. Почти во всех случаях границы его с основной массой неровные, как бы зазубренные, с частыми заливчиками и языкообразными внедрениями последней внутрь кварца. Иногда кварц раздроблен, отдельные части его смещены, но настолько, что без особого труда удастся восстановить первичную форму фенокристалла и, естественно, доказать катаклатическую его природу. Однако большей частью осколки бывают разобщены, по-видимому, растащены. В этом случае создается впечатление о пирокластической природе этих пород. Такие участки в кварцевых порфирах встречаются

ся спорадически, не прослеживаются в разрезе. Нам кажется, что правильно считать их катаклазированными кварцевыми порфирами, а не туфами.

При метасоматических процессах кварц подобно полевошпатовым вкрапленникам довольно охотно замещается пироксеном, хлоритом и цеолитами. Однако при скаполитизации кварцевых порфиров он иногда сохраняется в виде пойкилитовых включений в крупных кристаллах скаполита.

Интересен процесс образования в кварцевых порфирах Качарского рудного поля порфиробластов кварца, возникшего в результате собирательной перекристаллизации мелкозернистой основной массы. Эти вкрапленники обычно не имеют правильных очертаний, они напоминают по первому впечатлению осколки, контуры которых зазубрены, но нередко и полуокруглены. Вокруг таких порфиробластов полевошпатовая масса также претерпевает перекристаллизацию: она становится более крупнозернистой. На фоне остальной микрофельзитовой массы такие участки кажутся обломками. Между тем их легко отличить от настоящих обломков хотя бы уже потому, что они образуют шнуровидные ответвления или соединяются между собой прожилками такой же перекристаллизованной массы.

Ортоклаз представлен только таблитчатыми индивидами, контуры которых нередко как бы округлены. В деталях граница его с основной массой неровная, извилистая, с частыми заходами основной массы внутрь ортоклаза. Свежим ортоклаз не встречается, он всегда пелитизирован, при одном никеле обладает буроватой окраской. Ортоклаз часто образует гломеропорфировые сростки, концентрирующиеся в виде неправильных гнезд или вытянутых цепочкообразных обособлений.

Особенно часто ортоклаз бывает замещен альбитом, который развивается по периферии зерен ортоклаза, но нередко замещение начинается и с центральной части. В последнем случае создается иногда ложное впечатление о развитии ортоклаза по альбиту.

Возникающий на месте ортоклаза альбит обладает шахматной структурой и сохраняет почти до деталей его контуры. Величина вкрапленников ортоклаза не превышает 1—1,5 мм в поперечнике.

Плагиоклаз в порфировых выделениях представлен альбитом. Различаются два типа вкрапленников: удлиненно-призматические с очень неровными очертаниями и тонкой полисинтетической штриховкой и короткостолбчатые почти изометрические кристаллы с несколько округленными очертаниями. Вкрапленники удлиненно-призматической формы обычно более свежие, в них редко удается видеть отдельные чешуйки серицита и хлорита. Располагается этот плагиоклаз в породе закономерно, но в отдельных местах субпараллельная его ориентировка подчеркивает флюиальность. При больших увеличениях микроскопа видно, что неровные контуры вкрапленников обусловлены внедрением в них мелкозернистой основной массы. Состав плагиоклаза непостоянный, содержание в нем анортитового компонента составляет 0—9%.

Этот плагиоклаз не обнаруживает признаков вторичного происхождения. И если учесть, что в кварцевых порфирах кальций практически отсутствует, то вполне допустимо предположение о первичном характере этого альбита.

Короткостолбчатые фенокристаллы плагиоклаза наблюдаются в породе более часто. По составу это альбит № 0—5. Для него весьма характерна почти всегда округлая форма и интенсивная пелитизация. Вкрапленники альбита кажутся под микроскопом бурыми вследствие наличия в них большого числа газо-жидких включений. Двойниковое

строение хотя и наблюдается, но выражено не столь отчетливо, как у фенокристаллов первого типа. Наиболее часто отмечаются двойники по альбитовому и альбит-карлсбадскому законам, нередко встречаются альбит-периклиновые и манебахские двойники. Самое замечательное, пожалуй, для этих вкрапленников—отчетливо выраженные признаки метасоматического образования их на месте калиевого полевого шпата. Замещение последнего идет различными путями. В одних случаях плагиоклаз развивается в виде неровной каемки с периферии ортоклаза, в других—он полностью замещает ядро, при этом внешняя каемка ортоклаза сохраняется только частично, отдельными обрывками, но иногда и полностью. В некоторых случаях на месте ортоклаза развивается «шахматный» альбит, почти всегда пелитизированный.

Таблица 6

Химический состав кварцевых порфиров, %

№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п.п.п.	P ₂ O ₅	Сумма
85	69,1	0,14	14,8	—	2,67	0,06	0,76	5,22	4,11	0,52	—	1,65	—	99,03
87	71,11	0,4	14,82	0,45	1,78	0,05	0,41	1,46	7,28	0,28	—	1,09	—	99,13
88	74,13	0,26	13,96	0,15	1,33	0,05	0,16	0,34	4,83	4,16	0,51	—	—	99,88
112	75,56	0,2	11,7	1,81	1,04	0,01	0,54	0,52	2,44	4,42	1,0	—	0,05	99,29
113	70,6	0,24	14,4	1,23	1,54	0,06	0,35	1,2	4,49	2,46	2,63	—	—	99,2
114	74,64	—	13,92	1,53	0,49	0,01	0,52	0,35	5,0	1,65	—	1,09	0,07	99,27

Примечание. 85 — кварцевый порфир, Алаевка (А. М. Дымкин); 87, 88 — кварцевый порфир, Качар (Н. М. Беляшов); 112, 113, 114 — кварцевый порфир, Качар (А. М. Дымкин).

Числовые характеристики

№ анализа	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>s</i>	<i>a'</i>	<i>f'</i>	<i>m'</i>	<i>c'</i>	<i>n</i>
85	9,8	5,1	5,3	79,8	—	50,0	26,0	24,0	93,0
87	16,0	1,6	2,9	79,5	—	74,0	24,0	2,0	97,5
88	15,9	0,3	8,5	75,3	33,0	59,0	8,0	—	63,4
112	11,3	0,6	5,6	82,5	45,0	40,0	15,0	—	44,8
113	13,4	1,4	5,8	79,4	46,0	41,0	13,0	—	73,0
114	12,6	0,4	6,5	80,5	63,0	25,0	12,0	—	82,6

Надо сказать, что мутноватость в альбитах исчезает только при их серицитизации, да и то не во всем зерне, а лишь около мест скопления серицита. Такие плагиоклазы имеют пятнистый облик. В кварцевых порфирах Тургая они развиты довольно широко. Вкрапленники плагиоклаза, как видно из описания, имеют неодинаковое происхождение. Удлиненно-призматические кристаллы, по-видимому, первичные; их появление связано с особенностями состава и кристаллизацией кислой магмы на глубине. Короткостолбчатого облика альбит образовался при постмагматическом натровом метасоматозе на месте ортоклаза.

Основная масса кварцевых порфиров всегда полнокристаллическая, но раскристаллизована она неодинаково. В неизменном виде это микрофельзитовый агрегат зерен кварца, альбита и ортоклаза, размер которых колеблется от 0,01 до 0,04 мм. В основной массе преобладает альбит (50—65%), меньше содержится кварца (30—40%) и еще меньше ортоклаза (20—25%). Местами обнаруживается сферолитовая

структура, обычно затушеванная вторичными процессами. Еще реже проявляется в основной массе флюиальность, подчеркиваемая субпараллельным расположением лейст полевых шпатов и перемежаемостью несильно различающихся по окраске микрополосок существенно полевошпатовой массы с полосками, в которых заметно преобладает кварц. Более отчетливо признаки флюиальности видны макроскопически, когда фенокристаллы полевых шпатов и кварца, располагаясь субпараллельно, ясно обтекаются мелкозернистой основной массой. Любопытно отметить, что раздробленные вкрапленники кварца в таких участках нередко оказываются растащенными по направлению флюиальности. Весьма характерна для основной массы кварцевых порфиров ее неоднородная перекристаллизация с образованием гранобластовой, а в некоторых случаях трахитоподобной структуры. Перекристаллизация осуществляется небольшими участками, пятнами, которые четко отделяются от окружающей микрофельзитовой массы, напоминая обломки (чисто внешние). По всей вероятности, такие участки пород и принимались ошибочно В. А. Заварицким как туфы. Химический состав кварцевых порфиров приведен в табл. 6.

Вулканокластические породы. Продукты взрывной деятельности вулканов пользуются широким распространением на площади всего рудного пояса, но наиболее мощные толщи их сосредоточены в зоне Ливановского глубинного разлома. В направлении к восточному борту Валерьяновской структуры количество туфов заметно уменьшается и уже в зоне Опановского разлома, судя по данным геологосъемочных работ, они встречаются отдельными участками. Надо сказать, что и в западной части туфы не представляют непрерывно протягивающихся толщ. Это особенно относится к туфам грубообломочного строения, которые оказываются сосредоточенными главным образом в местах развития магнетитового оруденения. В полосе между рудными полями туфы, разумеется, также встречаются, но здесь они более отсортированы, часто пересланяются с туффитами и, вероятно, не имеют столь значительных мощностей. Как показало изучение, наиболее активные районы вулканической деятельности являются в то же время районами наибольшей концентрации интрузивных пород и магнетитового оруденения. Резкое преобладание вулканитов над осадочными породами особенно характерно для крупнейших магнетитовых месторождений Тургая—Качарского, Сарбайского и Соколовского.

По составу и характеру обломков туфы довольно разнообразны. Преобладающая масса их относится к подводным образованиям, и только небольшая часть, вероятно, составляющая верхи разреза валерьяновской свиты, представляет наземную фацию. Особенность туфов водной фации — слоистость, обусловленная перемежаемостью туфов разного гранулометрического состава. Кроме того, эти туфы нередко бывают насыщены пелитоморфным карбонатным материалом, содержащим иногда остатки фауны. Туфы наземной фации неслоисты, всегда менее сортированы, и самое характерное — они пропитаны оксидами и гидроксидами железа, вследствие чего обычный цвет их вишнево-красный.

Вулканокластические породы тесно связаны с эффузивами, пересланяются с туффитами, известняками и сланцами. В зоне оруденения туфы нередко скарнируются, скаполитизируются и замещаются магнетитовыми рудами. В зависимости от гранулометрического состава выделяются агломератовые, лапиллиевые и пелловые (псаммитовые и алевроитовые) туфы.

Агломератовые туфы представляют грубообломочные образования, в которых сортировка материала и слоистость или полностью отсутствуют, или же едва заметны. Вместе с крупными глыбами (40—50 см) в них присутствуют обломки сравнительно небольших размеров и псаммито-пелитовый материал. Это типично околожерловая фация, широко представленная в Качарском и Соколовско-Сарбайском рудных полях.

Лапиллиевые туфы отличаются от агломератовых меньшей величиной обломков (наибольшие из них достигают 3—5 см в диаметре), появлением грубой слоистости и иногда незначительным содержанием в цементе карбонатной и глинистой массы. Обломочный материал здесь более разнообразен по составу и в целом более окатан. Лапиллиевые туфы распространены во всех рудных полях, и их присутствие уже не может быть критерием непосредственной близости центров извержения.

Пепловые туфы состоят из псаммитового и алевритового вулканического материалов, к которым практически всегда примешиваются глинистые и карбонатные продукты. Постепенное увеличение содержания последних приводит к переходу туфов в туффиты. В рудных полях различаются туфы, аналогичные по составу андезитовым и дацитовым порфирирам, ортофирам и кварцевым порфирам.

Туфы среднего состава широко распространены на площади всех рудных полей. По составу обломков выделяются лито- и кристаллокластические туфы. Чаще всего приходится иметь дело с туфами, в которых обломочный материал представлен в кристаллами и породами. Обломки имеют грубоокругленную форму, реже остроугольную. Размер их колеблется от долей миллиметра до нескольких сантиметров. Кластический материал представлен андезитовыми порфирирами, плагиоклазом, реже пироксеном и роговой обманкой. Иногда в этих туфах наблюдаются обломки других пород, например, дацитовых порфиритов, с явно различимыми вкраплениями кварца. Количество обломочного материала всегда велико, редко опускается ниже 75—80%.

Обломки андезитовых порфиритов большей частью слабо угловаты. Располагаются они в туфах неравномерно и не всегда преобладают среди прочих обломков. Структура в них порфировая, основная масса микролитовая. Обломки плагиоклаза обычно угловаты, реже остроугольные. По количеству они иногда преобладают над обломками андезитовых порфиритов. Темноцветные минералы — пироксен и амфибол — редки в туфах.

Обломки дацитовых порфиритов (Адаевское рудное поле) отличаются меньшей степенью измененности.

Цементирующая масса туфов состоит из тонкообломочного материала, участками даже пепловидного. Цемент в туфах наиболее разложен. Местами он представлен почти только хлоритом, кальцитом и мелкозернистым агрегатом вторичного кварца. Мелкие обломки плагиоклаза и каких-то, видимо, пепловых частиц тесно срастаются друг с другом или бывают погружены в хлорит-кальцитовую массу. Постоянная составная часть цемента — тонкораспыленный магнетит или гематит.

В районе Качарского, Соколовско-Сарбайского и Елтайского рудных полей большим распространением пользуются кристаллокластические туфы, обломочный материал которых — это осколки плагиоклаза, тесно прилегающие друг к другу или разобщенные тонкозернистой роговиковоподобной цементирующей массой. Первичная форма обломков не сохранена в этих туфах, так как вместе с цементом обломки разведены новообразованиями пироксена, граната и хлорита.

Связующая масса туфов состоит из мелких изометричных тесно сросшихся зерен плагиоклаза, между которыми в небольших количествах наблюдаются кварц и ортоклаз.

Туфы, как правило, массивны, но отдельными участками в них проявляется не совсем отчетливая слоистость. В данном случае обломочный вулканический материал, по-видимому, перемещался на небольшие расстояния, об этом свидетельствует плохая сортированность его и отсутствие признаков хорошей окатанности.

Туфы ортофирирового состава развиты в районе Качарского месторождения и значительно шире, чем собственно ортофиры. Обычно они состоят из округленных или угловатых, даже остроугольных обломков ортофириров, осколков плагиоклаза и в очень редких случаях кварца. Обломочный материал в туфах не сортирован и распределен неравномерно. Иногда в шлифах можно видеть только обломки ортофириров и плагиоклаза, напоминающих по первому впечатлению песчаники. Но в других шлифах, изготовленных из тех же туфов, наблюдается почти обратная картина: среди микрофельзитовой интенсивно пелитизированной цементирующей массы, очень похожей на основную массу ортофириров, встречаются одиночные обломки всегда менее измененных ортофириров или осколки плагиоклаза. В составе цемента постоянны вторичные минералы — эпидот, актинолит, хлорит, а непосредственно в рудной зоне — магнетит и турмалин. По туфам ортофириров в лежачем боку северо-западного участка месторождения развиты скаполит-магнетитовые руды.

Туфы дацитового состава. Вулканокластические породы, по составу соответствующие дацитовым порфирирам, известны в районе Адаевского и Качарского рудных полей. На Южно-Адаевском месторождении они залегают непосредственно на дацитовых порфиритах, а в Северо-Адаевском — в верхах эффузивно-осадочной толщи.

Макроскопически в туфах различаются только обломки кварца и реже плагиоклаза, обломки дацитовых порфиритов определяются лишь под микроскопом. Угловатые обломки дацитовых порфиритов, зерен плагиоклаза и кварца, составляющие основу породы, распределены неравномерно. Почти всегда в обломках преобладает кварц, количество которого местами достигает 65% объема породы, меньше здесь плагиоклаза (10—15%) и еще меньше в туфах присутствуют обломки порфиритов (5—10%). Размер обломков от 0,2 до 3 мм, очень редко крупнее. Цементирующая масса состоит из более мелких обломков полевого шпата и кварца с примесью тонкораспыленных непрозрачных частиц и магнетита.

Вторичные изменения туфов проявляются в интенсивной альбитизации, эпидотизации и частичном их скарировании. Нередко совместно с эпидотом развиваются пренит, кальцит и сульфиды. Основная масса туфов в пределах месторождений несет признаки окварцевания.

Туфы кислого состава. Эти породы развиты еще меньше, чем кислые эффузивы. Типичные туфы встречены нами только в Адаевском рудном поле. Внешне они практически не отличаются от эффузивных пород, и поэтому выделение их в полевых условиях затруднительно. Это темные или серые плотные породы, изредка обнаруживающие едва различимые простым глазом осколки полевых шпатов и кварца.

При микроскопическом изучении в них отчетливо вырисовывается обломочное строение, причем вся масса обломков представлена кварцем и меньше плагиоклазом. Обломки имеют различную форму: одни из них угловатые и даже остроугольные, другие — несколько округлен-

ные. Нередко бывает и так, что в одном обломке сочетаются полуокруглые очертания с одного его конца и остроугольные с другого.

Обломки плагноклаза сильно пелитизированы, нередко нацело замещены серицитом или агрегатом зерен эпидота, кальцита и актинолита. Размер обломков не превышает 1 мм.

Распределение обломочного материала в туфах крайне неравномерное, колебание это заметно даже в одном образце породы. В среднем обломки составляют около 80% породы.

Цементирующая или связующая масса туфов отличается сильной измененностью. Состав ее в основном определяется вторичными минералами: серицитом, хлоритом, кальцитом и эпидотом. По-видимому, первично это была стекловатая масса пеплового состава, впоследствии раскристаллизовавшаяся и интенсивно преобразованная.

Вулканические брекчи кварцевых порфиров. Геологическое положение этих пород пока не ясно. Встречены они лишь одной скважиной в юго-западной части Качарского месторождения в подошве кварцевых порфиров непосредственно под известняками. По простирацию и падению не прослежены. Внешне вулканические брекчи похожи на кварцевые порфиры, но в отличие от последних обладают грубообломочным строением. Благодаря несколько различной окраске обломки хорошо выделяются на фоне цемента и различаются между собой. В брекчи преобладают обломки изометрической формы с угловато-округлыми очертаниями, реже встречаются обломки удлинённые. Располагается обломочный материал без какой-либо видимой закономерности. Под микроскопом кварцевые порфиры из обломков заметно различаются по степени кристалличности основной массы, количеству и форме фенокристаллов. Несколько различно проявились в обломках и процессы вторичного изменения, в частности, они неодинаково альбитизированы и гематитизированы. Цементирующая обломки масса состоит из микрофельзитового агрегата полевых шпатов и кварца и многочисленных осколков фенокристаллов альбита, кварца и ортоклаза. Необходимо отметить, что признаков катаклаза в породе не обнаруживается.

Петрохимические особенности вулканогенного комплекса

Комагматичность пород вулканогенного комплекса подтверждается не только общностью условий их формирования, но и весьма близким сходством петрохимических черт, наглядно выраженных на вариационной диаграмме (см. рис. 2).

1. Породы вулканогенного комплекса относятся в целом к нормально известково-щелочному ряду. Главная масса фигуративных точек располагается в области, ограниченной двумя типами естественных ассоциаций вулканических пород: Пелё и Этны (по А. Н. Заварицкому, 50). Причем линия 2, соответствующая среднему значению пород Этны, как известно, является граничной, вправо от которой в проекции на плоскости ASB идут типичные щелочные породы. Количество пород, обладающих резко повышенной щелочностью, невелико. В основном это породы, плагноклазовая составная часть которых подобно спилитам претерпела альбитизацию в условиях автотематоморфизма или же в контактовых зонах интрузивов. Процессы эти послемагматические. Естественно, что, обуславливая повышение щелочности в породах, они не отражают специфики магмы. Темноцветные компоненты здесь — обыкновенная роговая обманка и пироксен — совершенно такие же, как и в известково-щелочных породах.

2. Рой векторов, определяющий петрохимические свойства пород вулканогенного комплекса, непрерывен, т. е. эти породы, благодаря наличию промежуточных разностей, связаны между собой постепенными переходами. Такое сочетание вулканитов, с учетом тесной пространственной и временной связи, свидетельствует о комагматичности их и глубокой дифференциации базальтовой магмы.

3. Наиболее характерная петрохимическая особенность пород вулканогенного комплекса — натровая специализация в составе щелочей. Резкое преобладание натрия над калием определяет крутой, почти вертикальный наклон векторов в левом поле вариационной диаграммы. Процентное соотношение молекулярных количеств натрия и калия (n) в вулканогенных породах: в дацитовых порфиритах — 87, в андезитовых порфиритах — 84, в кварцевых порфирах — 74, в трахандезитовых порфиритах — 66, в ортофирах — 23. Некоторое повышение калия в отдельных образцах основных и средних эффузивов связано с наличием серицита, развивающегося по плагноклазам, а в более кислых разновидностях — с появлением калневого полевого шпата.

4. Содержание известкового компонента в эффузивах Тургая в целом заметно ниже среднего их значения в соответствующих породах стандартного ряда. Отношение $a : c$ в рассматриваемом комплексе в два раза выше средних величин по Дэли. Эта особенность наглядно отражена в проекции плоскости CSB , где большая часть векторов расположена правее линии пород типа Этны.

5. Величина v , отражающая, как известно, содержание фемических компонентов, изменяется в различных по составу породах в довольно больших пределах. Однако в общем случае это число остается всегда относительно высоким. Достаточно сказать, что в наиболее распространенном типе пород — андезитовых порфиритах — фигуративные точки укладываются в интервале от 8 до 28,8; среднее значение v равно 18,8, что более чем в полтора раза превышает соответствующую величину (12,0) стандартного андезита.

6. Отличительная особенность ряда пород среднего и кислого состава — пересыщенность их глиноземом, что свидетельствует, по нашему мнению, об ассимиляции магмой на глубине высокоглиноземистых пород.

Сарбай-Соколовский интрузивный комплекс

Глубинные магматические породы, с которыми ассоциирует железоруденение, довольно разнообразны по составу и структуре. Они обладают рядом специфических черт, свидетельствующих о своеобразии их формирования.

Ассоциирующие с магнетитовыми месторождениями интрузивы относятся к габброндиому типу, их формирование связано с конечной стадией развития судетской фазы тектогенеза. Почти в каждом случае такие интрузивы проявляют отчетливые признаки ассимиляции пород рамы и гибридизма. Неравномерная, а подчас и неполная переработка ассимилированного материала обуславливает появление в краевых фациях гибридных пород.

Характерная черта комплекса — преобладание в его составе пород среднего состава — диоритов и кварцевых диоритов, меньше развиты в нем габбро- и гранодиориты. Такое соотношение пород, по мнению Ю. А. Кузнецова [84], свойственно для габбро-диорит-гранодиоритовой формации, широко представленной в Алтае-Саянской и других горных областях. Не менее интересно и то, что в направлении с севера на юг

глубина эрозивного среза интрузивов увеличивается, и значительно возрастает в составе комплекса роль гранитондных пород. Так, южнее Бенкалинского рудного поля габбро- и габбро-диориты в участках развития скарново-рудной минерализации встречаются очень редко, тогда как кварцевые диориты и особенно гранодиориты слагают значительные по площади массивы.

В отличие от железозной провинции Среднего и Северного Урала, в которой резко подчеркивается связь продуктивных массивов с габбро-перидотитовой формацией [101], интрузии Главного железорудного пояса Тургай хотя и незначительно удалены от полосы гипербазитов, приуроченных к Тобольско-Ливановскому глубинному разлому, но размещены в иной структурно-фациальной зоне и, естественно, не могут быть объединены в один генетический ряд. Аоперидотитовые интрузии зоны Тобольско-Ливановского глубинного разлома развиты в виде цепочки, они не дифференцированы. В них не обнаруживается тот постепенный переход одних пород в другие, который присущ Уральскому поясу. По петрохимическим особенностям железозные интрузии Тургайского прогиба являются производными базальтовой магмы. Они могут быть сопоставлены с железозными интрузиями Таят-Табратской зоны [114], которые в совокупности рассматриваются как габбро-диорит-гранодиоритовая формация. Необходимо подчеркнуть, что для этой формации, как и для Тургайского железозного комплекса, намечается определенная связь с вулканогенными породами.

По характеру залегания и структурным особенностям, отражающим в известной мере фациальные условия формирования, в Главном железорудном поясе отчетливо выделяются два типа интрузивов — гипабиссальный и субвулканический. С каждым из этих типов интрузивов пространственно связаны железорудные месторождения.

Возраст интрузий и фазы интрузивной деятельности

Возраст гипабиссальных интрузий Сарбай-Соколовского комплекса устанавливается довольно четко. Во всех изученных рудных полях интрузивы, с которыми ассоциируют месторождения, прорывают осадочно-вулканогенные отложения среднего и верхнего визе-намюра. В контактовом ореоле интрузивов устанавливается ороговкование вмещающих толщ и последующее метасоматическое их преобразование. Таким образом, все изученные интрузивы рудоносного комплекса посленижнекаменноугольные.

Верхняя возрастная граница интрузий определяется менее четко, поскольку непосредственные контакты плутонов с верхнепалеозойскими красноцветными образованиями пока нигде не установлены. Правда, в конгломератах предположительно среднего-верхнего карбона Е. А. Мазиной [32, 33] по р. Тоболу, Н. М. Беляшовым и нами в районе Качарского рудного поля найдены обломки диоритов и диоритовых порфиритов, весьма близких по структуре и составу к породам названного комплекса. Это позволяет условно считать верхней границей рудоносных интрузий средний-верхний карбон. Эти данные хорошо согласуются с определениями абсолютного возраста, впервые проведенными по нашей просьбе в Лаборатории абсолютного возраста Института геологии и геофизики СО АН СССР:

Давыдовский массив габбро-диоритов	— 290 млн. лет
Бенкалинский массив кварцевых диоритов	— 308 »
Соколовский массив пироксеновых диоритов	— 315 »

Адаевский массив диоритов	— 286 млн. лет
Сарбайский массив пироксеновых диоритовых порфиритов	— 305 »
Алешинский массив габбро-диоритов (по данным П. С. Галкина)	— 322 »

Такое различие возрастов интрузивов, по-видимому, следует объяснять продолжительностью формирования рудоносного комплекса, охватывающего определенный промежуток геологического времени. С другой стороны, вполне возможно, что ассоциирующие с месторождениями интрузивы представляют различные фазы* рудоносного интрузивного комплекса. К сожалению, отсутствие обнажений и использование только материалов, полученных при бурении скважин, не позволяет в каждом конкретном случае выделить фазы интрузивной деятельности, хотя, судя по сложности строения отдельных массивов и разнообразию пород, не приходится сомневаться в неоднократном внедрении магматических расплавов в отдельные участки рудных полей. Сложное строение плутонов, обусловленное прежде всего разнообразием слагающих их пород, по мнению ряда исследователей [55], находится в определенной связи с условиями внедрения и, в частности, с небольшими глубинами формирования. В глубинной обстановке, как полагают, различные порции магмы в результате медленного охлаждения способны взаимно перемешиваться, не образуя четко разграниченных интрузивных тел.

Постепенные переходы между отдельными разностями пород возможны (как будет показано дальше на примере ряда интрузий Сарбай-Соколовского комплекса) и в условиях небольших глубин, в особенности тогда, когда отдельные фазы интрузии разделены между собой сравнительно небольшими промежуточками времени. В этом случае отдельные порции магмы, вероятно, не успевают полностью консолидироваться и, взаимодействуя с более поздними отщеплениями расплава, образуют при кристаллизации переходные разности пород. Наконец, не исключена и такая возможность, что дифференциация расплава в некоторых случаях проходит на месте кристаллизации, при этом периферийные участки, наиболее загрязненные материалом вмещающих пород, кристаллизуются иначе, чем внутренние. В интрузиях Тургая такого рода дифференциация проявилась в резко ограниченных масштабах. Наиболее яркой иллюстрацией многообразия магматической деятельности являются дайки, которые в рудных полях сопровождают гипабиссальные интрузии и продолжают формироваться значительно позже вместе с рудной минерализацией.

Гипабиссальные интрузивы Сарбай-Соколовского комплекса размещены в зонах разломов, причем по отношению складчатых структур они располагаются по-разному: пересекают складки по простиранию, диагонально и даже в широтном направлении. Не отмечается определенной приуроченности их и к ядрам складчатых сооружений, как это бывает часто в других геосинклинальных областях. Крупные массивы, например, Соколовско-Сарбайского рудного поля, прорывают крылья складок и совсем не отмечаются в их сводовых частях, конечно, если не считать даек и апофиз, которые сопровождают эти массивы. Все эти факты свидетельствуют о том, что рассматриваемые интрузивные тела посторогенны и их размещение определялось в первую очередь глубокими разломами.

Говоря о посторогенном характере интрузий, мы совсем не склонны разделять значительным перерывом тесно связанные между собой

* Под термином «фаза» понимается определенный период внедрения отдельных порций магмы в пределах единого комплекса.

процессы доскладчатого вулканизма, с одной стороны, и глубинного магматизма, с другой. Анализ фактического материала показывает, что формирование интрузий проходило в течение длительного времени, охватывающего период, когда преимущественно складчатые процессы сменялись дизъюнктивными (выражаясь иначе, это период начальной консолидации складчатых структур и проявления блоковых движений).

Возрастное положение другого типа интрузий — субвулканических силлообразных тел менее ясно. Известно, что они залегают среди отложений визе-намюра и иногда содержат слабо измененные ксенолиты вмещающих вулканогенных пород. Однако взаимоотношения их с гипабиссальными телами пока не выяснены, так как еще никому не удалось наблюдать эти породы в одном разрезе. Исходя из общегеологических соображений, мы предполагаем, что пластовые субвулканические тела формировались несколько раньше гипабиссальных, когда складчатые процессы хотя и не имели уже решающего значения, но в некоторой мере еще могли способствовать проникновению магматических расплавов между слоями осадочно-вулканогенных пород. Это интрузии позднеорогенного типа.

Глубина формирования интрузивных тел

Гипабиссальные тела рудоносного комплекса формировались на относительно небольших глубинах, не превышающих 2—3 км. Это прежде всего доказывается приуроченностью и размещением их среди магматических вулканогенных нижнекаменноугольных образований, мощность которых вместе с переслаивающимися осадочными породами не превышает 3,5—4 км. Причем формирование интрузий следовало сразу же за отложением вулканогенных пород. Однако, если учесть, что апикальные части Сарбайского, Соколовского, Бенкалинского, Адаевского и других интрузивов локализованы в намюрских образованиях, т. е. в наиболее высоких стратиграфических горизонтах вулканогенного комплекса, то можно с уверенностью говорить о значительно меньших глубинах формирования этих интрузивов порядка 1,5—2 км.

Приуроченные стратиграфические обоснования подтверждаются и структурно-минералогическими особенностями интрузивов. В частности, для них характерно:

1. Порфириновидное строение. На фоне порфировых выделений основная масса плутонов в краевых частях бывает настолько мелкозернистой, что порой трудно отличить интрузивные образования от вмещающих андезитовых порфиритов, весьма сходных по составу.

2. Отчетливо выраженное ритмично-зональное строение плагноклазов.

3. Широкое развитие амфибола на месте пироксена, т. е. обычный признак незавершенных реакций.

4. Развитие ортоклаза и отсутствие микроклина.

5. Нередко резко выраженное неравновесное состояние минеральных парагенезисов.

Дополнительным признаком небольшой глубины формирования интрузивов может служить отсутствие в рудных полях пегматитовых и аплитовых тел.

В железорудном поясе, как уже отмечалось, распространены пластовые тела диабазовых и диоритовых порфиритов, становление которых, вероятно, связано с заключительной стадией складчатого процесса. Они залегают среди визе-намюрских отложений вулканогенного комплекса, причем мало отличаются по составу и структуре от эффузив-

ных порфиритов. Формирование этих тел, приуроченных к верхам рудовмещающей толщи, проходило в близповерхностных условиях на глубине не свыше 1—1,5 км.

Форма и строение массивов

Гипабиссальные интрузивные тела, непосредственно примыкающие к месторождениям, характеризуются незначительным эрозионным срезом. Отдельные массивы (Сарбайский, Соколовский, Алешинский) вскрыты лишь в самой верхней части, и о их морфологии судить очень трудно. Интрузивы, расположенные к югу от Соколовско-Сарбайского рудного поля (Адаевский, Бенкалинский, Жана-Дэурский и другие), характеризуются большей степенью эрозии, но и они почти повсеместно перекрыты чехлом мезокайнозойских образований. Поэтому в ряде случаев суждения о морфологии плутонов и глубине их залегания делаются только на основании геофизических данных и одиночных скважин, пробуренных на площади распространения интрузивных пород.

Наиболее детально интрузивы рассматриваемого комплекса оконтурированы в пределах рудных полей, где отдельными разведочными скважинами они прослежены до глубины 600—800 м.

Форма и размеры интрузивов довольно разнообразны. Преимущественно это вытянутые в меридиональном и реже в субширотном направлении тела, иногда изометричные или более сложные. Размеры интрузивных тел варьируют в широких пределах—от нескольких десятков до первых сотен квадратных километров.

По отношению складчатых структур гипабиссальные тела занимают секущее положение, прослеживаясь вдоль глубинных разломов или разрывных нарушений второго порядка, оперяющих главные разломы. Как отмечалось, рассматриваемые интрузивы являются постороженными и по времени образования соответствуют стадии затухания складчатого процесса. Представление о том, что гипабиссальные тела—пластовые внедрения [32], не может считаться доказанным. Дело в том, что интрузивные тела, обычно вытянутые вдоль главных структур Тургая, сопровождаются многочисленными секущими и залегающими согласно с вмещающей толщей апофизами, мощность которых нередко достигает более десятка метров. Вероятно, такие апофизы, чаще всего вскрываемые скважинами в пределах отдельных месторождений, и наводят на ложную мысль о пластовом залегании интрузива в целом. По форме скорее всего это крутопадающие тела, не имеющие непосредственной связи с магматическим очагом; занимая в целом дискордантное положение, в отдельных участках гипабиссальные тела, вероятно, залегают согласно с вмещающей толщей.

По характеру внедрения—это «трещинный» тип плутонов, тесно связанный с разрывными нарушениями и обладающий в общем довольно сложным строением. На различных уровнях эрозионного среза удастся выделить различные по структуре и составу породы, слагающие массивы. Учитывая состав и структурные особенности плутонов, мы выделяем следующие зоны: артеритовую, такситовую и ядерную. Необходимо сразу же заметить, что в идеальном виде все три зоны в одном массиве, конечно, не наблюдаются. И это связано, в первую очередь, с уровнем эрозионного среза, вскрывающего только какую-то одну часть массива. Выделение же всех зон возможно на разных массивах, эрозионные срезы которых не одинаковы.

Артеритовая зона представляет собой апикальную фронтальную часть интрузива. Она проявляется в виде сложноструйчатой инъекции

магматического материала в толщу осадочно-вулканогенных пород. В разрезе, например, между восточными и западными рудными телами Сарбайского месторождения эта зона выражена частым чередованием тонких и нередко сложно построенных полосок диоритовых порфиритов с эффузивами, туфами и туффитами. Более позднее наложение щелочного метасоматоза, а также неравномерное скарнирование толщи значительно маскируют зону и создают известные трудности в ее расшифровке. Достаточно сказать, что одни исследователи (С. М. Прохорова, Д. О. Онтоев, И. А. Кочергин) эту зону описывают как пластовую интрузию диоритовых порфиритов, а другие (Г. С. Поротов, Н. В. Иванов) относят ее к осадочно-вулканогенным образованиям. Артеритовая зона иллюстрирует собой незавершенную стадию внедрения интрузии, которая зафиксировалась в виде сложной и чаще всего тончайшей послойной инъекции магматического вещества в слоистых толщах. При такого рода инъекциях вмещающие вулканогенные породы значительно изменяются, в ряде случаев перекристаллизовываются и становятся по структуре и составу очень близкими к собственно магматическим образованиям. Однако нередко они сохраняют черты первичного строения, в частности, туфы, перекристаллизовываясь, участками обнаруживают присущую им обломочную структуру, а в эффузивах отдельными пятнами устанавливается микролитовая или трилопитовая основная масса.

В преобразовании вулканитов артеритовой зоны, нам кажется, значительная роль принадлежит сквозьмагматическим растворам, которые используют для движения, как и магмы, участки повышенной проницаемости и производят на своем пути «диоритизацию». На флангах интрузивных тел артеритоподобные инъекции также могут проявляться, но условия для проникновения магмы в этих частях интрузивов, по-видимому, менее благоприятны. С глубиной количество магматического материала возрастает и артеритовая зона сменяется такситовой.

Во многих рудных полях артеритовая зона не устанавливается, что может быть связано со значительным эрозионным срезом, с другой стороны, такого рода инъекции, вероятно, далеко не всегда могут проявляться.

Весьма характерно, что на одном гипсометрическом уровне с артеритовой зоной расположены крупнейшие магнетитовые месторождения—Сарбайское, Соколовское, Шагыркульское.

Такситовая зона устанавливается при более глубоком эрозионном срезе плутона. Эта зона представляет собой часть массива, в которой вырисовываются черты типично гипабиссальных условий формирования. В частности, магматический материал здесь раскристаллизован полностью, по характеру структур породы заметно отличаются от вмещающих эффузивов. Однако относительно быстрое остывание расплава и неполная переработка ассимилированного материала послужили причиной появления в этой зоне неравновесных минеральных ассоциаций и различного рода гибридных пород, обладающих различным структурным рисунком. Существенная особенность такситовой зоны — наличие в ней ксенолитов пород кровли, которые в зависимости от состава и размера оказались либо интенсивно переработанными, либо сохранились без сколько-нибудь значительных изменений. К рассматриваемой зоне приурочены, как правило, месторождения средних и малых размеров (Бенкала, Алешинка, Адаевка, Жана-Дзур и др.). По-видимому, значительная часть руд вместе с вмещающими породами этой зоны эродирована.

Наконец, наиболее глубокой частью интрузива является так называемая ядерная зона. Она характеризуется более или менее однород-

ным строением и постоянством минерального состава. Кристаллизация этой части интрузива проходила в относительно спокойной обстановке и более продолжительное время. В пределах рудного пояса ядерная часть не вскрыта эрозией, и только в отдельных участках Елтайского и, возможно, Алешинского рудных полей глубокими скважинами вскрыты пироксеновые габбро, отвечающие вышеперечисленным признакам. С этой частью интрузива, по всей вероятности, месторождения не ассоциируют, все они расположены выше.

В описанных зонах породы по составу и структуре заметно различаются. В артеритовой зоне развиты преимущественно диоритовые порфириты, сходные с эффузивами, в такситовой — габбро-диориты, диориты и гранодиориты, в ядерной — габбро. Такая зональность, по нашему мнению, связана с дифференциацией магмы на глубине и частично, может быть, в процессе становления интрузии.

Еще раньше зональное строение продуктивных интрузивов было подмечено Г. А. Поспеловым [117] в Алтае-Саянской железорудной провинции. В составе интрузивов он выделил структурную зону ядра — область сплошного развития изверженных пород — и структурную зону ореола — область, где изверженные и вмещающие породы сложно сочетаются друг с другом. Контактново-метасоматические месторождения приурочены к ореольной зоне и практически не содержатся в структурной зоне ядра.

Интрузивы близповерхностной фации характеризуются более простой формой. Они образуют пластовые тела и вместе с вмещающими их осадочно-вулканогенными породами нередко оказываются интенсивно пропилитизированными, а в некоторых месторождениях замещены рудами (Куржункуль, Темир). Надо заметить, что значительная масса рудопроявлений блочно-вкрапленного типа связана именно с такими телами субвулканической фации. Пластовые интрузивы довольно простые по строению и более или менее однородны по составу. Они мало чем отличаются от вмещающих эффузивов, и только наличие в них ксенолитов окружающих пород и иногда секущие контакты позволяют установить интрузивную их природу. Перейдем к описанию отдельных массивов.

Алешинская группа массивов габбро и габбро-диоритов. В зоне пересечения Опановского и Алешинского глубинных разломов расположена группа небольших массивов площадью 4—25 км², залегающих среди вулканогенных образований верхнего визе-намюра. Все эти интрузивы, несколько вытянутые в северо-восточном направлении, занимают секущее положение относительно складчатых осадочно-вулканогенных толщ нижнего карбона. В районе Алешинского месторождения довольно крупный массив прорывает восточное крыло брахисинклинальной складки и образует в ее ядерной части многочисленные послонные апофизы, которые вместе с осадочно-вулканогенными породами подверглись скарнированию и оруденению. В северной части массива отмечаются отчетливо выраженные конформные элементы линейного параллелизма: субпараллельно расположенные кристаллы плагиоклаза как бы обгибают неровности контакта. Создается впечатление, что кристаллизация расплава началась где-то еще на глубине и продолжалась в процессе внедрения.

К моменту окончательной консолидации жидкой массы оставалось, по-видимому, немного, она в сущности играла роль смазки, способствуя продвижению кристаллического вещества. По составу массивы неоднородны. В них преобладают пироксеновые и роговообманковые габбро, местами переходящие в габбро-диориты и даже в диориты. Секущие и межпластовые апофизы представлены габбро-диабазами. По-видимому,

это отдельные фазы интрузии, однако контакты между названными породами не наблюдались. В целом для интрузивов Алешинского рудного поля характерно значительное преобладание пород основного ряда. Это же свойственно здесь и вулканогенному комплексу, в котором больше всего представлены диабазовые и андезито-базальтовые порфириты. Устанавливается, таким образом, некоторая преемственность магматизма.

Давыдовский массив расположен в 18 км к юго-востоку от Качарского месторождения, в ядре Давыдовской антиклинали. На палеозойской поверхности он обнажается только в виде небольших изолированных участков. Судя по структурным особенностям и взаимоотношению с вмещающими породами, эрозией вскрыта лишь самая верхняя часть массива, представляющая переходную зону от артеритовой к типичной гипабиссальной — такситовой. Массив вытянут почти в меридиональном направлении. Контакты его с нижнекаменноугольными породами активные, в приконтактной части широко представлены зоны орго-викования вулканогенных пород и мраморизация известняков. Структура и состав массива довольно разнообразны. Отмечаются быстрые, но нерезкие переходы крупнозернистых разностей в порфирировидные и даже в порфиригоподобные. Такая неоднородность структурного рисунка свидетельствует, прежде всего, о незначительной глубине формирования массива, а разнообразие пород — о многофазности интрузии.

В интрузиве выделяются габбро, габбро-диабазы, габбро-диориты, диориты и диоритовые порфириты. Возрастное соотношение между ними не установлено. Основные разности пород приурочены к северной части массива, а средние — к южной.

Характерной особенностью Давыдовского плутона является то, что он несет вкрапленное и прожилковое магнетитовое и титано-магнетитовое оруденение, которое развивается по скаполитизированным и неизменным габбро-диоритам и диоритам. В некоторой мере оруденению подверглись переработанные, но еще сохранившие черты первичного строения ксенолиты эффузивов и туфов.

Сарбай-Соколовская группа массивов. Это типичные «трещинные» интрузии, контролируемые глубинными разломами. Сарбайский массив приурочен к западному крылу антиклинальной складки, в которой размещены рудные тела Сарбайского месторождения. Массив прослежен в меридиональном направлении почти на 20 км при ширине около 3,5 км. Залегает он среди осадочно-вулканогенных пород визе-на-мюра. Контакты массива с вмещающими породами довольно сложные. При общем как будто бы согласном и довольно крутом залегании в восточной и западной его частях отмечаются многочисленные секущие и послейные апофизы, которые прослеживаются довольно далеко от массива в пределах рудных залежей. Сам же массив несколько отстоит к востоку от месторождения. Картировочными скважинами в северо-восточной части в массиве вскрыто большое количество останцев пород кровли, в которых интрузивные породы образуют струйчато-узловатые и пятнисто-полосчатые обособления. Непосредственно в Сарбайском месторождении интрузивные породы, представленные исключительно дайковой фацией, образуют в осадочно-вулканогенной толще сложную сеть инъекций, которая характеризует артеритовую зону, т. е. апикальную часть интрузива.

По составу массив неоднороден. В нем выделяются кварцевые, пироксеновые и биотитовые диориты и диоритовые порфириты. Последние широкой полосой прослеживаются вдоль контакта интрузива с осадочно-вулканогенными породами и постепенно в направлении к центральной

части интрузива сменяются более крупнозернистыми пироксеновыми диоритами.

Соколовский массив расположен к западу от Соколовского месторождения в восточном крыле Соколовско-Сарбайской антиклинальной складки, протягиваясь в северо-восточном направлении почти на 12 км при ширине до 2,7 км. Секущее положение массива хорошо видно в южной его оконечности, где он под острым углом пересекает крыло антиклинали и доходит почти до сводовой ее части. Массив представлен кварцевыми, роговообманковыми, биотитовыми и пироксеновыми диоритами. В краевых зонах породы обладают порфиридным строением и трудно отличимы от андезитовых порфиритов вмещающей толщи. По данным С. Н. Гайс и В. К. Пятунина, биотитовые разности диоритов приурочены к северо-восточной части массива, они почти вплотную подходят к Соколовскому месторождению.

Диориты, как показывает просмотр большого числа шлифов, с глубиной заметно обогащаются темноцветными минералами — роговой обманкой и пироксеном. Вполне возможно, что на глубине они переходят в габбро-диориты и габбро. Этот массив принято называть западным. Он не обнаруживает непосредственных контактов ни с известняками, ни с рудами.

К востоку от месторождения расположен другой массив — так называемый восточный, представленный метадiorит-порфиридами. Скважинами он прослежен в субмеридиональном направлении почти на 5 км при ширине 700 м. К югу массив резко суживается. По строению и составу этот интрузив заметно отличается от западного. Прежде всего он не дифференцирован и представлен исключительно альбитизированными диорит-порфиридами, очень сходными с вмещающими его измененными эффузивами.

Елизаветинский массив в отличие от Сарбайского и Соколовского характеризуется изометричной (4 × 5 км) в плане формой, что обусловлено, по-видимому, приуроченностью его к сети разломов широтного и меридионального простирания. Массив расположен в осевой части Южно-Ломоносовской синклинали. Эрозией вскрыта апикальная часть массива, представленная кварц-роговообманковыми диоритовыми порфиридами. В зоне контакта с вмещающими породами в диоритовых порфиридах в большом количестве (до 30%) появляется моноклинный пироксен.

Южно-Ломоносовский массив приурочен к западному крылу одноименной синклинали складки. Массив вытянут почти строго в меридиональном направлении, по-видимому, он фиксирует собой «слепой» разлом второго порядка. Площадь массива 12 км² (6 × 2). Контакты его лучше всего прослеживаются в районе Южно-Ломоносовского месторождения. Здесь среди руд и гранатовых скарнов постоянно встречаются согласно и секуще залегающие апофизы диоритовых порфиритов, которые вместе с вмещающими эффузивами и туфами неравномерно скарнированы, несут вкрапленное магнетитовое оруденение и на всей площади пропилитизированы. Эрозией вскрыта самая верхняя часть массива — артеритовая зона.

Кроме описанных интрузивов, в пределах Соколовско-Сарбайского рудного поля картировочным бурением установлен ряд более мелких массивов диоритовых порфиритов, вытянутых вдоль складчатых структур в северо-восточном направлении.

Елтайская группа массивов в приурочена к сводовой части и западному крылу Узункульской антиклинали (А. А. Алексеев). Согласно геофизическим данным, на палеозойскую поверхность выходит

ряд небольших (площадью от 2—4 до 30 км²) интрузивов габбро-диоритового состава. Морфология интрузивных тел сложная и, к сожалению, еще недостаточно изучена. Цепочкой массивы прослеживаются вдоль оси складки в север-северо-восточном направлении. Они прорывают осадочно-вулканогенные образования среднего-верхнего визе и намюра. Во вмещающей толще интрузивы образуют сложно сочетающуюся сеть апофиз, вокруг которых возникли роговики и небольшие по мощности скарновые образования.

В северной части рудного поля интрузивные породы представлены габбро-диоритами и диоритами, а в южной — диоритовыми порфиритами. Последние с глубиной утрачивают порфирировидный облик и становятся более или менее равномернозернистыми. Диоритовые порфириты являются краевой фацией габброидного массива.

Куржункульская группа массивов представлена малыми телами площадью 1—2 и реже 10—15 км². Интрузивы протягиваются в виде двух полос. Западная полоса интрузивов приурочена к субмеридиональному Козыревскому разлому, восточная — к узлам сопряженных ступенчатых субмеридиональных и субширотных разломов. Породы, слагающие эти массивы, весьма своеобразны. По составу и структуре они сходны с андезитовыми и дацитовыми порфиритами, в то же время заметно отличаются от гипабиссальных пород Елтайского и расположенного южнее Адаевского рудных полей. По-видимому, рассматриваемые интрузивы — это субвулканические пластовые тела близкой поверхности фации. Массивы сложены диоритовыми порфиритами, содержащими нередко вкрапленность и прожилки магнетита. Для этих пород характерна интенсивная пропилитизация.

Адаевский массив изучен наиболее детально. Он состоит из ряда различной величины тел, размещенных среди осадочно-вулканогенных толщ визе-намюра. На дневную поверхность породы массива выходят в северо-западной части, западнее и северо-западнее пос. Адаевка, в других местах интрузив вскрыт картировочными скважинами.

В эрозионном срезе палеозойского фундамента массив имеет вытянутую в север-северо-восточном направлении форму (25 × 6 км) с чрезвычайно неровными западным и восточным контактами, свидетельствующими о дискордантном положении массива. Многочисленные апофизы, сложно пронизывающие вмещающую толщу, картируются как мелкие сателлиты главного массива.

В обнаженной части плутона наблюдаются элементы линейного и плоскостного параллелизма, но в отличие от Алешинского массива они здесь выражены слабо. Для Адаевского интрузива характерна следующая система эндогенных трещин отдельности:

- 1) почти горизонтальные и полого наклонные на восток или запад (под углом 5—7°) трещины, это трещины наилучшей делимости;
- 2) меридиональные, круто наклонные в основном на запад под углом 60—65° трещины;
- 3) почти широтные, перпендикулярные вторым трещины с падением на север под углом 70—75°.

Сопряженная система трещин отдельности лучше всего выражена на меридиональной крутопадающей плоскости, что собственно и определяет в совокупности с системой поперечных трещин почти вертикальное, хотя и слабое, растяжение массива, становление которого произошло в условиях тангенциального растяжения палеозойского фундамента. Этим же объясняются апофизные контуры массива в контакте с вмещающими осадочно-вулканогенными породами.

В составе массива выделяются габбро-диориты, диориты, гранодиориты, сиенито-диориты, монцониты и диоритовые порфириды. Наиболее характерно для массива наличие в нем сиенито-диоритов и монцонитов, указывающих на особый тип дифференциации габброидной магмы. Все разновидности пород связаны между собой постепенными переходами, что доказывает, с одной стороны, многофазность интрузии, с другой — сближенность во времени отдельных фаз.

Адаевский массив содержит ксенолиты пород кровли, которые особенно обильны в краевой зоне, т. е. в контакте с вмещающими породами. Ксенолиты интенсивно изменены, ороговикованы, местами перекристаллизованы, представляются в виде порфировидных диоритов с отчетливо бластовой структурой. В составе ксенолитов преобладают боковые породы, но иногда появляются тонкополосчатые роговики, по-видимому, образованные за счет сланцев. Такие ксенолиты, вероятно, привнесены с глубины.

Бенкалинская группа массивов приурочена к сопряженным нарушениям, оперяющим Ливановский глубинный разлом. Сюда входят Шагаршинский, Бенкалинский, Шартумпакский, Жана-Дэурский и другие более мелкие массивы. Интрузивные тела невелики по размерам, площадь их не превышает 15—25 км². Массивы дискордантны, они несколько вытянуты в меридиональном направлении, но это не так резко бросается в глаза, как, скажем, в Соколовско-Сарбайском рудном поле. Интрузивы рассматриваемой группы довольно хорошо дифференцированы. Здесь широко развиты габбро-диориты, кварцевые диориты и гранодиориты. Однако, несмотря на значительную пестроту состава и различие микроструктур, в породах отмечаются общие черты сходства, например, единая последовательность кристаллизации главных породобразующих минералов, высокое содержание кварца, образование пертитов замещения почти во всех разновидностях пород, содержащих калиевый полевой шпат. Все это с несомненностью указывает на комагматичность пород интрузивов. Размещены они в ядерной части и восточном крыле крупной синклинальной складки, примыкающей с запада к Тобольско-Ливановскому глубинному разлому. Вмещающими породами массивов являются осадочно-вулканогенные образования валерьяновской свиты.

В восточном крыле Валерьяновской синклинальной зоны, по данным геофизических исследований и геологоразведочных работ, устанавливается также ряд массивов, которые по своему составу и возрасту должны быть отнесены к Сарбай-Соколовскому интрузивному комплексу. Эти массивы вскрыты, к сожалению, пока одиночными скважинами, и особенности их строения не изучены.

Петрографическое описание главнейших типов интрузивных пород

а) Интрузивы гипабиссальной фации

Габбро. Небольшие тела габбро отмечаются в составе Алешинского, Давыдовского, Елтайского и Шартумпакского массивов. В виде контаминированных пород краевой фации они развиты в северо-западной части Адаевского интрузива.

Весьма характерно, что габбро во всех массивах постепенными переходами через габбро-диориты связаны с диоритами, а в южной части рудного пояса с еще более кислыми разновидностями — кварцевыми диоритами и гранодиоритами. Четких интрузивных контактов между ними не наблюдалось, но в Елтайском и Давыдовском массивах в керне глубо-

ких разведочных скважин изредка удается видеть крупные (до 10—15 см в диаметре) ксенолитоподобные обособления габбро в диоритах. Эти включения отличаются от диоритов более темной окраской вследствие значительного преобладания в них темноцветных минералов, а в некоторых случаях и структурой. Границы таких обособлений довольно резкие. При микроскопическом изучении установлено, что участки габбро почти не изменены и по составу такие же, как и рядом лежащие габбро, слагающие более или менее крупные тела. Все это позволяет предположить, что габбро — продукт более ранних фаз интрузий, но свойственно ли это и для других массивов рудного пояса, сказать трудно, поскольку нет фактического материала.

На поверхность палеозойского фундамента габбро почти не выходят. Они залегают значительно глубже уровня эрозионного среза, тогда как пространственно связанные с ними диориты и особенно диоритовые порфириды расположены гипсометрически выше и постоянно оказываются в той или иной мере эродированными. Поэтому не удивительно, что в гальках вышележащих конгломератов нередко встречаются диориты и диоритовые порфириды, а габбро практически нет, хотя последние в ряде интрузивов более древние. Все петрографические разновидности пород, связанные с габбро, являются производными единой магмы, дифференциация которой проходила в основном на глубине. Но в некоторых случаях существенное влияние на характер дифференциации и пространственное распределение внутри массивов отдельных разновидностей пород оказывал состав вмещающих толщ. Например, в Елтайском и Давыдовском массивах пространственная смена габбро-диоритами отчетливо прослеживается в направлении к контакту с андезитовыми порфиридами и туфами, причем в непосредственном контакте имеется большое количество в диоритах ксенолитов этих пород.

Для краевых фаций габбровых массивов, представленных, как правило, более кислыми дериватами, чем собственно габбро, характерны непостоянство состава и изменчивость структур даже в пределах одного небольшого участка. Все это можно объяснить тем, что вследствие быстрого падения температуры контаминированная магма теряла подвижность и не в состоянии была выравнивать свой состав.

Неизменное габбро — это темно-серая, большей частью среднезернистая порода массивного сложения, иногда с едва заметной разгневанностью в приконтактных частях.

Габбро и габбро-диориты, представляющие единую петрографическую серию, характеризуются только им свойственной призматически-зернистой структурой, обусловленной резко выраженным идиоморфизмом призматических кристаллов плагиоклаза и, как правило, ксеноморфным развитием индивидов моноклинного пироксена и роговой обманки. Типичная габбровая структура для рассматриваемых пород мало характерна, она встречается только в наиболее глубоких частях массива, в так называемой ядерной зоне.

Количественные соотношения главных минералов габбро-плагиоклаза, пироксена и роговой обманки значительно колеблются, вследствие чего порода кажется иногда пятнистой.

Среди габбро выделяются следующие разновидности: габбро-диориты, авгитовые габбро и роговообманковые габбро. Все эти разновидности нередко наблюдаются вместе и связаны между собой в одних участках быстрыми и даже резкими переходами, в других — они постепенно сменяют друг друга.

Г а б б р о - д и о р и т ы характерны для интрузивов Алешинского рудного поля; в виде небольших обособлений они установлены в Давыдов-

ском и в Елтайском массивах. Состоят эти породы из моноклинного и ромбического пироксена (35—45%), основного плагиоклаза (50—60%), иногда биотита и титаномагнетита (до 5—7%).

Из пироксенов более широко развит гипперстен ($Ng-Np=0,01-0,012$), под микроскопом бесцветный или слабо розоватый. Авгит присутствует в меньших количествах, но иногда в переходных участках он заметно преобладает. В шлифах бесцветен или бледно-зеленый. Судя по оптическим свойствам ($Ng-Np=0,023-0,026$; $cNg=43-49^\circ$; $+2V=51-58^\circ$; $Ng=1,732-1,726$; $Np=1,708-1,704$), в составе авгита содержится значительное количество диопсидовой молекулы. Диопсидовый ряд клинопироксена, как и сравнительно основной состав равновесных с ним периферических частей зональных плагиоклазов, — весьма характерный признак пироксеновых габбро. По пироксенам обычно развиваются биотит, актинолит, хлорит.

Плагиоклаз, представленный лабрадором (№ 56—70) и реже битовнитом (до № 76), характеризуется идиоморфными очертаниями. Короткопризматические кристаллы его, сложенные в полисинтетические двойники, бывают серицитизированы, сосюртитизированы, а в Давыдовском массиве плагиоклаз интенсивно пренититизирован.

Магнетит и титаномагнетит встречаются в виде отдельной вкрапленности или образуют неравномерной формы скопления между кристаллами плагиоклаза и пироксена.

Авгитовое габбро отличается от габбро-норитов отсутствием ромбического пироксена и появлением в небольшом количестве зеленовато-бурой роговой обманки. В этой разновидности идиоморфизм основного плагиоклаза по отношению к клинопироксену выражен более резко, чем в габбро-норитах.

Роговообманковое габбро. Характерная особенность габбро Елтайского массива — наличие в них крупных порфировых выделений роговой обманки с многочисленными пойкилитовыми включениями идиоморфного плагиоклаза. Роговая обманка постериорна, она развивается по моноклинному пироксену, реликты которого нередко сохраняются внутри амфибола. По оптическим свойствам это обыкновенная роговая обманка: $2V=-76^\circ$; $cNg=21-23^\circ$; $Ng=1,675-1,670$; $Np=1,651-1,646$; $Ng-Np=0,019-0,023$; плеохромизм выражен отчетливо: Ng — буровато-зеленый; Nm — зеленый; Np — серовато-желтый. В виде псевдоморфоз по роговой обманке развивается уралит или тонкочешуйчатый хлорит. Реже, при обильной серицитизации плагиоклаза, роговая обманка замещается кальцитом. По периферии таких псевдоморфоз в виде узкой каемки отмечается тонкораспыленный титаномагнетит.

Обильное развитие роговой обманки в ассоциации с основным плагиоклазом, вероятно, связано с накоплением летучих в позднюю стадию кристаллизации расплава и неустойчивостью в этих условиях пироксена.

Габбро-диабазы. В виде различной мощности апофиз габбро-диабазы устанавливаются в Алешинском, Давыдовском и Елтайском массивах. Минеральный состав этих пород в сущности тот же, что и в габбро: ромбический и моноклинный пироксен, основной плагиоклаз и титаномагнетит. Вторичного биотита здесь несколько меньше, но другие послемагматические минералы — актинолит, хлорит, кальцит, эпидот и альбит — отмечаются в значительных количествах, а в рудной зоне их бывает настолько много, что восстановить первичный состав габбро-диабазов удается далеко не всегда. При интенсивном развитии хлорита по плагиоклазу в качестве вторичного минерала появляется в породе кварц.

Габбро-диабазы отличаются от габбро характерной долеритовой структурой. Удлиненно-призматические кристаллы основного плагиокла-

за (№ 47—58) идиоморфны и почти всегда значительно крупнее слагающих интерстиции ксеноморфных выделений пироксенов.

Габбро-диориты во всех изученных массивах представляют своего рода переходную зону от габбро к диоритам или же непосредственно к вмещающим осадочно-вулканогенным породам. Причем этот переход порой настолько постепенный, что трудно говорить о какой-то отдельной фазе интрузии. Возможно, что в этом случае габбро-диориты являются внешней зоной габбро, незначительно дифференцированного на месте кристаллизации. Такая дифференциация могла быть вызвана ассимиляцией пород рамы.

В габбро-диоритах присутствует уже только клинопироксен и то в небольших количествах. Главным темноцветным минералом здесь является

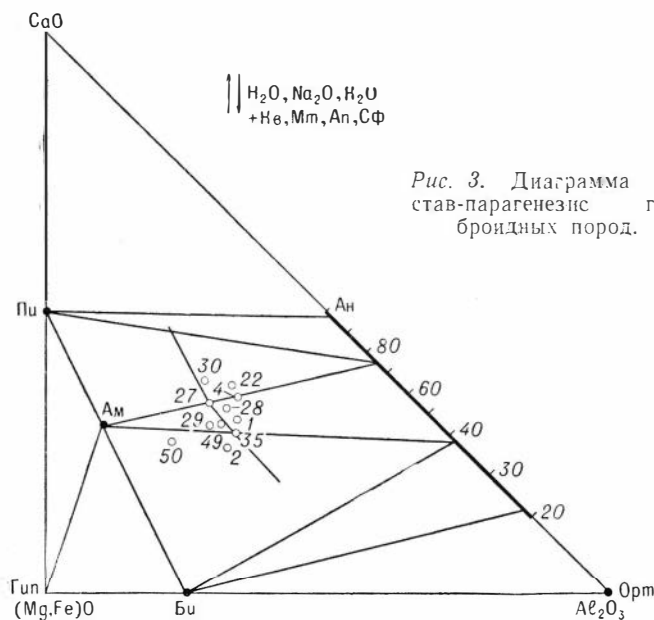


Рис. 3. Диаграмма состав-парагенезис габброидных пород.

обыкновенная роговая обманка, оптические свойства которой аналогичны таковой в габбро. Плагноклаз представлен андезином и андезин-лабрадором (№ 48—56), иногда он слабо зонален.

Нужно заметить, что равновесное состояние роговая обманка—плагноклаз сохраняется даже в том случае, когда содержание альбитовой молекулы достигает 60%. Так, в породах Алешинского массива периферические зоны плагноклаза содержат 40% An; Елтайского — 37% An; Давыдовского — 43% An. Ассоциация роговой обманки с несколько необычно кислым плагноклазом в этих породах объясняется повышенной концентрацией натрия в магме.

В краевых фациях габбро-диоритов иногда отмечаются биотит и очень редко ортоклаз. Эти минералы более поздней генерации, чем плагноклаз, пироксен и роговая обманка, и их возникновение, по-видимому, связано с чисто локальным повышением концентрации калия в магме при процессах ассимиляции боковых пород. В целом же, что особенно важно отметить, отношение концентрации K/Na в магмах основного состава железорудной полосы весьма низкое.

На основании изучения минерального состава габброидов нами составлена по методу Д. С. Коржинского диаграмма (рис. 3), на которой изображены равновесные парагенетические ассоциации.

По парагенезису минералов габбро и габбро-диориты относятся к нормальному ряду щелочности и соответствуют полю I диаграммы парагенезисов гранитоидных пород по Д. С. Коржинскому.

Химический состав габброидов и числовые характеристики по А. Н. Заварицкому приведены в табл. 7.

Таблица 7

Химический состав габброидов, %

№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	п.п.п.	H ₂ O	Сумма
1	49,77	1,08	19,49	2,5	7,06	0,2	3,95	9,62	3,34	0,89	1,37	0,08	99,35
2	49,44	0,62	18,28	3,69	4,34	0,13	6,86	8,3	4,05	0,74	2,46	0,2	99,11
4	50,06	0,92	19,19	2,65	3,66	0,13	4,75	10,78	3,5	0,79	2,81	—	99,24
22	52,25	0,49	17,77	5,89	4,28	0,11	3,58	10,53	4,55	0,56	—	0,36	100,37
27	47,79	0,9	16,34	5,31	7,98	0,05	3,84	10,36	3,75	0,1	2,39	0,38	99,19
28	44,83	1,0	17,65	8,88	5,92	—	4,44	9,8	3,1	0,05	2,84	0,39	98,90
29	45,09	1,0	17,0	8,6	6,18	0,07	6,06	9,53	3,0	—	2,92	0,29	99,74
30	49,26	0,9	17,57	4,13	3,92	0,06	6,28	12,73	3,2	0,24	1,07	—	99,36
35	47,95	0,78	18,6	4,15	5,65	0,52	4,57	9,05	4,36	1,32	2,05	—	99,00
49	46,02	0,81	20,9	4,13	7,53	0,14	6,19	10,86	2,18	0,34	0,41	—	99,51
50	46,28	2,12	13,8	6,2	12,4	0,21	5,46	9,24	2,84	0,56	—	1,44	100,55
5226	51,99	1,25	17,13	4,86	6,19	0,07	5,27	4,69	4,06	1,56	2,52	0,03	99,56

Примечание. 1, 2 — роговообманковый габбро-диорит, Алешинка (А. М. Дымкин); 4 — пироксен-роговообманковый габбро-диорит, Давыдовка (А. М. Дымкин); 22 — кварцевый габбро-диорит, Соколовско-Сарбайское рудное поле (С. М. Прохорова); 27 — роговообманковое габбро, Елтай-IV (А. М. Дымкин); 28, 29, 30 — роговообманковое габбро, Елтай-1 (А. М. Дымкин); 35 — роговообманковый габбро-диорит, Адаевка (А. М. Дымкин); 49 — роговообманковое габбро, Шартумпак (А. М. Дымкин); 50 — габбро, Шартумпак (А. М. Дымкин); 5226 — габбро-диорит (П. Н. Кобзарь).

Числовые характеристики

№ анализа	a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	n
1	9,2	9,3	20,0	61,5	—	48,5	35,8	15,7	84,0
2	11,0	8,6	15,4	65,0	—	29,2	57,0	13,8	90,0
4	9,4	8,6	20,0	62,0	—	30,0	43,0	27,0	86,0
22	10,8	6,7	21,5	61,0	—	44,0	28,0	28,0	93,5
27	9,0	7,2	25,4	58,4	—	49,0	26,0	25,0	98,0
28	8,2	8,7	26,7	56,4	—	54,0	30,0	16,0	91,0
29	7,2	9,0	28,0	55,8	—	49,0	38,0	13,0	100,0
30	7,5	8,3	26,1	58,1	—	29,0	42,0	29,0	98,0
35	12,1	6,0	22,6	59,3	—	44,0	36,0	20,0	50,0
49	5,6	12,3	24,5	57,6	—	47,0	45,0	8,0	92,0
50	7,2	5,8	32,0	55,0	—	52,0	30,0	18,0	88,0
5226	11,6	5,9	20,1	52,4	1,4	52,0	46,6	—	79,8

Габбро-порфириты пользуются широким развитием в Давыдовском массиве, в юго-западной части месторождения Елтай-1 и к западу от Южно-Адаевского месторождения. Они связаны постепенными переходами в Елтайском массиве с габбро, а в Адаевском и Давыдовском — с диоритами.

Структура этих пород порфировидная, вкрапленники в них составляют около 20—25% объема породы и представлены плагиоклазом (ла-

брадор № 58—62), реже роговой обманкой, буровато-зеленой, отчетливо плеохроирующей. Последняя часто содержит пойкилитовые включения идиоморфных кристаллов плагиоклаза. Вполне возможно, что породы с повышенным содержанием роговой обманки возникли при более активном воздействии в локальных участках летучих компонентов. При этом роговая обманка начинала разрастаться в то время, когда кристаллизация главной массы плагиоклаза уже закончилась.

Основная масса состоит из идиоморфных мелких табличек андезина № 42—47, короткопризматического или изометричного моноклинного пироксена, оптические свойства которого близки к диопсиду ($N_g = 1,708—1,702$; $N_p = 1,680—1,668$; $N_g - N_p = 0,028—0,030$; $+2V = 56—58^\circ$; $cN_g = 36—41^\circ$), листочков биотита бурого цвета и мелкой сыпи магнетита. По структуре основной массы габбро-порфириды напоминают выделенные в свое время Розенбушем беербахиты.

Возникновение биотита связано с конечной стадией кристаллизации магмы и повышением в ней концентрации щелочей. Он развивается большей частью по роговой обманке и реже по пироксену.

Для габбро-порфиритов характерно постоянное присутствие в них реликтов алюмосиликатных пород, которые иногда сохраняют первично обломочное строение туфов или являются порфиритами с нацело ороговикованной основной массой. Отдельные ксенолиты, по составу уже отвечающие габбро-порфиритам, обогащены кальцитом. В таких участках породы очень много в основной массе пироксена. Все эти факты свидетельствуют о том, что габбро-порфириды являются контаминированными породами краевой фации основной интрузии.

Диориты, кварцевые диориты, гранодиориты. Гранитоидный ряд пород широко представлен в Соколовско-Сарбайском, Бенкалинском, Адаевском и Качарском рудных полях, меньше распространен на площади Алешинского и Елтайских месторождений.

Гранитоиды связаны между собой постепенными переходами и по минеральному составу отвечают банатитам. В Давыдовском и Елтайском массивах они обнаруживают связь с габбро, являясь частью единого дифференцированного комплекса. Отсутствие типичных габбровых пород в Бенкалинском массиве так же, как и в Сарбай-Соколовском, связано, вероятно, с меньшим эрозионным срезом интрузивов. Во всяком случае геофизическими исследованиями устанавливается присутствие в этих массивах на некоторой глубине более основных пород.

Таким образом, есть основания предполагать, что в каждом рудном поле основные породы играют существенную роль. Только в одних массивах они вскрыты эрозией и располагаются почти на одном гипсометрическом уровне с магнетитовыми рудами и гранитоидами (Елтай, Алешинка), а в других (Бенкала, Сарбай, Адаевка) — залегают значительно глубже.

По минеральному составу выделяются собственно диориты, кварцевые диориты и гранодиориты. Они почти всегда пространственно тесно связаны между собой. На этом основании мы описываем их вместе. В некоторых массивах эти породы — несомненно, продукт отдельных фаз интрузии, и их следовало бы рассматривать отдельно. К сожалению, фактического материала по ним явно недостаточно, и выделить фазы интрузии невозможно.

Внешне гранитоиды серые, зеленовато-серые средне- и крупнозернистые массивные породы; изредка в них намечаются признаки планпараллельности за счет ориентированного расположения роговой обманки и биотита.

При микроскопическом изучении гранитоидов бросается в глаза несколько необычная изменчивость структуры. Обычна для них гипидиоморфнозернистая структура с отчетливым идиоморфизмом цветных минералов. Вместе с тем некоторые участки породы характеризуются одинаковой степенью идиоморфизма плагиоклаза и цветных, так что структура приближается по существу к габбровой. В Адаевском, Бенкалинском и других интрузивах плагиоклаз диоритов бывает более идиоморфным, чем роговая обманка и биотит, и структура, таким образом, напоминает диабазовую. Наконец, иногда в краевых фациях гранодиоритов отмечается особенно резкий идиоморфизм плагиоклаза к присутствующим ортоклазу и кварцу. Известно, что подобное строение свойственно монцитам. Непостоянство структуры гранитоидов — прямое отображение сложности их формирования и указывает на гипабиссальный характер становления интрузии. Последнее подтверждается еще и тем, что среди диоритов имеются участки с отчетливо порфиroidной структурой.

Главные породообразующие минералы гранитоидов: плагиоклаз, роговая обманка, биотит, кварц и калиевый полевой шпат. Наложенная постмагматическая минерализация представлена серицитом, хлоритом, эпидотом, пироксеном, актинолитом, пренитом и сфеном. Постоянными акцессориями в гранитоидах являются апатит, сфен, циркон.

Во всех разновидностях описываемых пород преобладает плагиоклаз, представленный призматическими кристаллами и реже индивидами короткостолбчатой формы.

Почти все плагиоклазы сложены в двойники, сросшиеся по альбитовому, меньше по альбит-карлсбадскому, карлсбадскому и более сложным законам. Состав плагиоклаза в гранодиоритах — олигоклаз № 22—27, в кварцевых диоритах и диоритах — андезин № 37—48, а в редких случаях (Шагаршинский массив) — лабрадор № 57.

Зональность плагиоклазов устанавливается только в диоритах, но и здесь она выражена нечетко; как правило, наблюдается несколько зон, порядка 5—7, плавно переходящих одна в другую. Это обстоятельство с учетом других геологических особенностей может служить в известной мере указанием на то, что формирование породы происходило хотя и на сравнительно небольшой глубине, но довольно медленно. В Адаевском массиве зональность плагиоклазов имеет возвратно-повторяющуюся ритмичность.

Плагиоклаз гранитоидов постоянно альбитизирован. Явление нагрового метасоматоза легко прослеживается в плагиоклазах на всех стадиях их замещения.

В приконтактной части с метасоматитами и рудами плагиоклаз гранитоидов более измененный. Помимо серицита в нем появляются скаполит, пренит, хлорит и мелкие изометричные включения зерен пироксена.

Постоянным цветным минералом в гранитоидах является роговая обманка, представленная короткостолбчатыми кристаллами, более или менее равномерно распределенными среди других минералов. В диоритах роговая обманка или более идиоморфна, чем плагиоклаз, или оказывается зажатой среди кристаллов последнего. В зависимости от этого изменяется и структура породы: от гипидиоморфнозернистой до диабазовой. В отличие от габбро-диоритов роговая обманка здесь первичная и не обнаруживает признаков замещения пироксена.

В шлифах под микроскопом роговая обманка окрашена в зеленые цвета с буроватым или желтоватым оттенком, интенсивно плеохроирует: Ng — темно- или буровато-зеленый; Nm — зеленый и Np — желто-зеленый. Угол погасания $cNg=20-23^\circ$, но встречаются разности, где угол

погасания не превышает 17° . $N_g=1,678-1,675$; $N_p=1,656-1,651$; $N_g-N_p=0,024-0,022$; $-2V=72-78^\circ$.

Почти во всех шлифах встречаются зерна, на которых прослеживается постепенное замещение роговой обманки хлоритом или актинолитом. При этих процессах почти всегда выделяется магнетит неправильными обособлениями или мелкой сыпью и сфен. Видимо, титан и железо оказываются для хлорита и актинолита избыточными и, будучи инертными, образуют здесь самостоятельные минералы.

Наиболее интересен процесс развития по роговой обманке диопсида. Явление это не повсеместное. Диопсид возникает в гранитоидах только в приконтактовой части с рудами, скарнами и роговиками. В породе он появляется в виде мелких изометричных зернышек, концентрирующихся большей частью около кварца и роговой обманки. Возникновение более крупных зерен пироксена идет за счет замещения роговой обманки, реликты которой часто устанавливаются внутри пироксена. В том случае, когда реликты в пироксене не сохраняются, трудно установить природу замещенного минерала, можно лишь предположить, что охотнее других замещается в гранитоидах вместе с роговой обманкой кварц.

Оптические свойства пироксена в гранитоидах ($N_g=1,712-1,708$; $N_p=1,686-1,676$; $N_g-N_p=0,026-0,030$; $+2V=56-62^\circ$; $cN_g=35-42^\circ$) указывают на принадлежность его к ряду диопсид-геденбергит.

Кварц присутствует в этих породах не всегда, но в гранодиоритах его количество достигает $15-18\%$. Он появляется постоянно в ассоциации с калиевым полевым шпатом, образуя микропегматитовые сростания.

Существенная особенность кварцевых диоритов и гранодиоритов — присутствие калиевого (нередко калинатриевого) полевого шпата, образующего, например в Адаевском и Бенкалинском массивах, своеобразные оболочки вокруг зональных плагиоклазов и закономерные вростки в последнем. Такие прорастания обнаруживаются только на границе этих минералов. В свою очередь, некоторые зерна калиевого полевого шпата содержат микропертитовые вростки плагиоклаза. При этом внешняя кайма плагиоклаза и микропертитовые вростки в ортоклазе почти одинаковы (альбит-олигоклаз № 7—12), составляя единое целое как результат непрерывной кристаллизации остаточной магмы. С другой стороны, это свидетельствует о возрастании активности щелочей в заключительную стадию кристаллизации интрузии.

В какой-то мере с этим же, возможно, связано появление биотита, который в гранитоидах тесно ассоциирует с ортоклазом и кварцем. Он более поздний, чем плагиоклаз и роговая обманка. Сравнительно небольшие листочки его (до $0,2-0,3$ мм), обладающие интенсивным плеохроизмом от темно-коричневого по N_g до светло-желтого по N_p , равномерно распределяются в породе, но иногда концентрируются отдельными пятнами.

Таким образом, структурные взаимоотношения породообразующих минералов в диоритах и гранодиоритах позволяют наметить последовательность их кристаллизации: 1) плагиоклаз; 2) плагиоклаз+роговая обманка (в некоторых случаях плагиоклаз+пироксен); 3) ортоклаз+биотит+кварц. Наблюдаемые равновесные минеральные ассоциации подтверждают вывод Д. С. Коржинского [69, 71] о том, что при повышении химического потенциала щелочей происходит расширение полей кристаллизации минералов, содержащих щелочи, и обеднение ими расплава. Химический состав гранитоидов приведен в табл. 8. •

Сравнивая химические анализы габбро и гранитоидов, нетрудно заметить, что наряду с повышением кислотности в последних значительно

Химический состав гранитоидов, %

№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	п.п.п.	H ₂ O	Сумма
3	54,48	0,93	16,95	1,62	5,78	0,16	4,17	5,47	4,88	2,5	3,34	0,14	100,42
6	51,28	1,10	16,83	8,10	3,8	0,10	2,7	6,59	3,70	0,16	2,87	—	97,23
9	54,4	0,83	19,26	9,01	0,38	0,33	1,59	3,83	3,9	1,7	4,7	—	99,93
10	61,4	0,78	18,66	1,07	2,72	0,02	3,25	1,97	5,4	1,25	2,68	—	99,20
11	64,56	0,4	17,5	—	1,86	0,06	2,11	3,32	4,82	5,14	0,44	—	100,21
15	53,34	0,7	20,06	7,54	0,65	0,41	2,13	2,57	1,6	3,97	3,85	2,64	99,46
21	54,48	0,75	17,13	3,32	4,99	0,23	3,99	5,24	4,39	1,95	—	2,16	98,63
25	56,26	0,82	17,28	2,72	5,03	0,13	3,12	5,47	4,57	2,19	—	2,31	99,9
36	56,75	0,48	17,89	2,21	2,51	0,14	3,73	9,9	4,45	0,43	1,28	0,11	99,88
37	55,02	0,54	16,57	2,06	2,65	0,14	3,2	13,02	4,35	0,89	1,39	—	99,83
38	51,7	0,88	17,78	5,35	4,49	0,17	4,01	7,5	4,59	1,84	0,24	0,02	98,57
39	54,78	0,69	18,96	4,15	4,00	—	3,55	7,9	4,37	0,98	0,8	0,82	101,0
40	57,14	1,24	16,96	1,84	5,37	0,11	4,07	6,44	3,6	2,26	0,45	—	99,48
41	56,7	0,75	17,45	2,27	5,58	0,10	4,03	6,6	3,95	2,22	0,54	—	100,19
42	56,9	0,54	18,69	3,5	4,04	0,19	1,08	7,05	3,10	2,08	1,49	0,3	98,96
43	58,68	0,8	17,56	2,87	3,07	0,12	3,57	6,36	4,2	2,64	—	0,34	100,21
44	58,8	0,67	17,8	3,0	3,31	—	3,79	6,10	3,66	2,27	0,64	0,22	100,26
47	60,09	0,46	18,92	3,24	1,89	0,01	1,16	6,85	3,8	0,75	1,47	—	98,64
48	58,43	0,51	19,42	1,76	4,54	0,11	2,34	7,7	2,8	1,22	1,12	—	99,95
185	54,54	0,85	17,8	3,41	6,63	0,26	3,79	7,02	3,6	1,62	—	1,54	101,06
186	50,0	0,89	15,5	9,19	5,03	0,33	2,5	8,68	5,04	0,75	—	1,47	99,38
1770/435	68,54	0,53	15,70	—	2,22	—	1,35	6,62	3,97	0,42	1,45	0,18	100,56
1770/537	66,77	0,53	15,67	0,24	1,59	0,05	1,68	7,25	1,90	0,53	3,40	0,11	99,72
10190	62,72	0,65	15,10	2,97	3,86	0,11	2,63	4,75	2,75	2,90	0,96	0,20	99,55
8610	57,65	1,01	15,69	2,44	5,63	0,19	3,22	4,76	5,00	2,00	1,21	0,44	99,20
8639	56,43	0,94	14,40	2,72	5,67	0,12	3,50	5,54	5,00	2,20	2,32	0,44	99,24
5211	58,72	0,75	19,92	3,47	4,86	0,20	3,77	3,18	3,40	2,18	1,89	1,23	99,54

Примечание. 3 — диорит, Алешинка (А. М. Дымкин); 6, 9, 10 — диорит, Соколовско-Сарбайское рудное поле (С. Н. Гайс); 11 — кварцевый диорит, Соколовско-Сарбайское рудное поле (Д. О. Онтюев); 15 — кварцевый диорит, Соколовско-Сарбайское рудное поле (Е. А. Мазина); 21 — кварц-пироксеновый диорит, Соколовско-Сарбайское рудное поле (С. М. Прохорова); 25 — кварцевый амфибол-биотитовый диорит, Соколовско-Сарбайское рудное поле (Д. О. Онтюев); 36, 39 — кварцевый диорит, Адаевка (А. М. Дымкин); 37 — роговообманковый диорит, Адаевка (А. М. Дымкин); 38 — пироксен-роговообманковый диорит, Адаевка (А. М. Дымкин); 40, 41 — диорит, Адаевка (Е. А. Мазина); 42, 43, 44 — кварцевый диорит, Бенкала (А. М. Дымкин); 47 — гранодиорит, Бенкала (Е. А. Мазина); 48 — кварцевый диорит, Бенкала (Билибина); 185, 186 — диорит, Давыдовка (А. М. Дымкин); 1770/435 — кварцевый диорит (П. Н. Кобзарь); 1770/537, 8610, 8639, 5211 — кварцевый диорит, Соколовско-Сарбайское рудное поле (П. Н. Кобзарь).

Числовые характеристики

№ анализа	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>s</i>	<i>a'</i>	<i>f'</i>	<i>m'</i>	<i>c'</i>	<i>n</i>
3	14,7	4,2	17,7	64,1	—	42,4	42,4	15,2	74,5
6	9,3	7,7	17,7	65,3	—	65,0	28,0	7,0	96,7
9	11,6	4,8	17,4	66,2	33,0	49,0	18,0	—	77,0
10	13,1	2,3	14,7	69,9	42,0	23,0	35,0	—	87,0
11	17,9	2,6	6,6	72,9	—	27,0	53,0	20,0	57,8
15	10,3	3,5	17,8	68,4	51,0	31,0	18,0	—	38,2

№ анализа	a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	n
21	13,2	0,9	21,2	64,7	—	40,0	33,0	27,0	39,3
25	13,2	5,1	14,5	66,8	—	51,0	37,0	12,0	76,2
36	10,1	6,9	16,6	66,4	—	28,0	39,0	33,0	95,0
37	11,0	5,6	20,1	63,3	—	22,0	27,0	51,0	87,0
38	13,0	6,0	19,7	61,3	—	46,0	35,0	19,0	50,0
39	11,5	7,3	17,0	64,2	—	44,0	37,0	19,0	86,0
40	11,4	5,6	15,8	66,9	—	43,0	44,0	13,0	70,7
41	11,9	5,8	16,5	65,8	—	44,0	42,0	14,0	73,5
42	11,0	7,0	16,0	66,0	—	43,0	11,0	46,0	79,0
43	13,2	5,4	14,1	67,3	—	39,0	43,0	18,0	71,0
44	11,6	6,3	13,5	68,6	—	43,0	48,0	9,0	71,0
47	10,1	8,5	7,4	74,0	—	66,0	28,0	6,0	88,4
48	8,5	9,6	10,6	71,3	—	58,0	38,0	4,0	77,5
185	10,5	7,0	18,0	64,5	—	54,0	36,0	10,0	78,6
186	12,5	4,2	24,2	59,1	—	55,0	18,0	27,0	90,0
1770/435	9,2	5,9	6,5	78,4	—	32,2	34,4	33,4	94,1
1770/537	5,1	8,6	5,6	80,7	—	33,3	52,6	14,1	86,1
10190	10,4	5,0	11,8	72,8	—	54,1	38,8	7,1	58,9
8610	14,0	3,6	15,4	67,0	—	50,0	35,3	14,7	67,0
8639	14,3	2,6	18,0	65,1	—	43,3	33,1	23,6	77,9
5211	10,2	3,7	21,5	64,6	36,6	36,9	28,5	—	70,5

возрастает и отношение концентрации K/Na. Режим щелочей, по мнению Д. С. Коржинского, определяет в основном состав равновесных ассоциаций и последовательность кристаллизации главных породообразующих минералов. На составленной нами диаграмме (рис. 4) видно, что ортоклаз находится в равновесии не только с биотитом и плагиоклазом, но уже и с роговой обманкой. Это отвечает полю II парагенетической диаграммы Д. С. Коржинского.

Монцитониты. Породы, соответствующие по составу и структуре монцитонитам, встречаются в Адаевском, Бенкалинском и Елтайском рудных полях. В отличие от рассмотренных выше пород монцитониты не образуют самостоятельных интрузивных тел, а обособляются в виде краевых фаций в приконтактовой части с осадочно-вулканогенными толщами; причем в направлении к центру массива они довольно быстро сменяются габбро, габбро-диоритами, диоритами. В генетическом отношении монцитониты занимают промежуточное положение между габбро, габбро-диоритами, с одной стороны, и сиенито-диоритами, с другой. В Адаевском и Елтайском массивах монцитониты сконцентрированы преимущественно в зоне контакта габбро-диоритов и диоритов с карбонатными породами висте-намюра; местами в них наблюдаются небольшие ксенолиты известняков. Все это дает основание предполагать, что при образовании монцитонитов активную роль играли известняки, ассимиляция которых магмой вызывала повышение химического потенциала кальция и щелочей, в частности K_2O .

Д. С. Коржинским [69] была высказана гипотеза, согласно которой поглощение магмой сильных оснований должно повышать активность других оснований и общую щелочность раствора. При этом он допускает возможность образования щелочных фаций гранитоидных пород при магматическом замещении карбонатных толщ. Это предположение находит свое подтверждение на примере образования монцитонитов Тургая.

Под микроскопом в породе устанавливаются плагиоклаз, пироксен, ортоклаз, не всегда роговая обманка, кварц и биотит; постоянны вторичные минералы — кальцит, хлорит и серицит.

Плагиоклаз в монцонитах представлен идиоморфными кристаллами, на фоне которых все другие минералы, в том числе и пироксен, резко ксеноморфны. Различаются два типа плагиоклазов: 1) зональные, как правило, более крупные (3×4 мм) призматические кристаллы, представленные лабрадором № 56—58; 2) таблитчатые, меньшие по размерам ($1 \times 1,5$ мм), почти всегда серицитизированные и не обнаруживающие признаков зонального строения. Этот плагиоклаз представлен андезитом № 42—47.

Пироксен присутствует в виде изометричных зерен, более или менее равномерно распределенных среди полевошпатовой массы, или, что так-

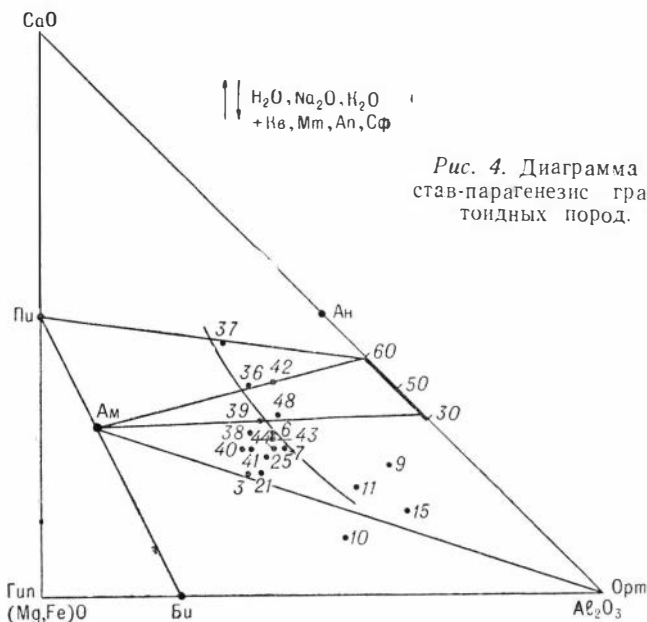


Рис. 4. Диаграмма состав-парагенезис гранитоидных пород.

же не редкость, образует скопления неправильной формы. По оптическим свойствам этот пироксен сходен с пироксеном габбро-порфиритов ($2V$ от $+56$ до $+61^\circ$; $Ng=1,708-1,702$; $Np=1,680-1,674$; $cNg=37-42^\circ$).

Ортоклаз, ассоциирующий с пироксеном и плагиоклазом, характеризуется резко ксеноморфными очертаниями. Он всегда мутноватый, буровато-серый. Располагается ортоклаз в промежутках зерен плагиоклаза и пироксена. Обычно количество его в породе невелико (5—8%), но встречаются небольшие участки, в которых ортоклаз преобладает, а пироксен и плагиоклаз в виде отдельных идиоморфных кристаллов оказываются как бы включенными в эту относительно однородную массу.

Непостоянно, но иногда в значительных количествах, присутствуют в монцонитах роговая обманка и биотит. Как подмечено, они появляются в основном в зоне контакта монцонитов с карбонатными породами. Вполне возможно, что появление этих минералов связано с процессами контаминации. В этой связи понятны и несколько иные, чем в габбро и габбро-диоритах, оптические свойства роговой обманки: $cNg=17-19^\circ$; $-2V=76-79^\circ$, плеохроизм: Ng — синевато-зеленый, Np — серовато-желтый. Биотит по оптическим свойствам обычный.

Кварц появляется в монцонитах, как правило, в небольших количествах в микропегматитовом прорастании с ортоклазом или в форме неправильных зерен между кристаллами плагиоклаза.

Равновесные ассоциации минералов в монцонитах вследствие изменения концентрации калия и натрия характеризуются устойчивостью пироксена с ортоклазом (рис. 5), в то же время сохраняется равновесие роговая обманка + ортоклаз + биотит. Такой парагенезис минералов обычен для поля III диаграммы Д. С. Коржинского.

Сиенито-диориты развиты в северо-западной части Адаевского массива (Л. В. Тукмаков). Они являются промежуточными между сиенитами и диоритами и связывают первые с типично известково-щелочными породами. Однако типичных сиенитов в рудных полях Тургая не обнаружено.

Минеральный состав сиенито-диоритов в отличие от пород нормальной щелочности характеризуется повышенным содержанием калиевого полевого шпата, частью микропертитового, и сравнительно высокой основностью плагиоклаза в присутствии клинопироксена, роговой обманки и кварца.

Подобно монцонитам в сиенито-диоритах плагиоклаз характеризуется явственно превосходящим идиоморфизмом; удлиненно-призматические кристаллы его нередко оказываются пойкилитово включенными в клинопироксене и ортоклазе.

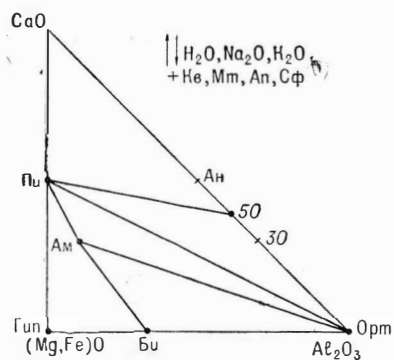


Рис. 5. Диаграмма состав-парагенезис монцонитов.

Состав плагиоклаза — андезин № 43—48. Периферические части зональных кристаллов более кислые (№ 15—20). Такого же состава плагиоклаз образует микропертитовые сростки, заключающие в себе ряд более мелких идиоморфных кристаллов плагиоклаза, соответствующих андезину № 40—45.

Ортоклаз слагает мезостазис, причем с кварцем, количество которого колеблется от 2 до 5%, находится в микропегматитовом и пойкилопегматитовом сростании.

Роговая обманка светло-зеленая, обыкновенная ($cNg=19^\circ$; $-2V=78^\circ$; $Ng-Np=0,023$), развивается постериорно по пироксену.

Моноклинный пироксен представлен короткопризматическими кристаллами, распределенными в породе в виде отдельных скоплений. Состав пироксена ($cNg=42^\circ$; $Ng-Np=0,027$) близок к диопсиду. С ним ассоциируют апатит, магнетит и тонколистчатый бурый биотит. Сиенито-диориты образуются на контакте диоритов и монцонитов. Их, по видимому, следует рассматривать как породы реакционного ряда.

б) Интрузивы субвулканической фации

Горные породы, близкие по структурным особенностям к обычным эффузивам, широко развиты в Куржункульском, Шагыркульском и Соколовско-Сарбайском рудных полях.

Условия залегания субвулканических интрузивов остаются во многом неясными. Они вскрыты, как правило, только в поле развития оруденения, т. е. в той части рудных полей, где метасоматические процессы проявились наиболее интенсивно и где вследствие этого контакты их с вмещающими породами проследить невозможно. Кроме того, субвулканические породы очень сходны по составу и строению с обычными эффу-

зивами, что создает дополнительные трудности в расшифровке их генезиса. Ряд исследователей (В. А. Заварицкий, Ю. Н. Яковлев, А. К. Яковлева) субвулканические диоритовые порфириды, например, района Куржункуля, относят к эффузивам. Между тем именно в этом рудном поле по ряду разведочных скважин устанавливаются в диоритовых порфиридах ксенолиты вмещающих пород и отчетливо секущее их положение относительно подстилающих известняков. Совершенно такие же породы в районе Шагыркульского месторождения приурочены к широтному сбросу, ограничивая продолжение рудной зоны на юг. В этом интрузиве встречены ксенолиты роговообманковых диоритов и эффузивов.

По характеру залегания субвулканические интрузивы в одних случаях относятся к типу пластовых интрузивных залежей, в других — предполагаются в виде крупных дайкообразных секущих тел.

Примечательны для данных пород приуроченность их к верхним горизонтам валерьяновской свиты и пространственная связь с гидросиликатными месторождениями приповерхностной фации. Магнетитовое оруденение развивалось в них либо в виде обособленных рудных тел, либо в форме вкрапленности и многочисленных прожилков.

Этот тип интрузий самостоятельный, сформировавшийся в позднеорогенное время судетской фазы тектогенеза. Он, вероятно, не имеет близкой связи с гипабиссальными телами, поэтому не следует его смешивать с многочисленными и очень сходными по составу и структуре межпластовыми и секущими апофизами, сопровождающими интрузивы гипабиссального типа.

Подробнее описание субвулканических образований приведено в работе [43], поэтому здесь мы остановимся только на их характерных особенностях.

Пироксеновые диоритовые порфириды в свежем виде почти не встречаются, они почти всегда альбитизированы. Щелочной метасоматоз проявляется в них крайне неравномерно, отдельными пятнами, гнездами, прожилками, что связано с неодинаковой трещиноватостью этих пород.

Пироксеновые диоритовые порфириды помимо альбитизации постоянно оказываются хлоритизированными и эпидотизированными. При микроскопическом изучении сразу же обращает на себя внимание своеобразная криптовая структура породы, совсем не характерная для эффузивов рудного пояса. Порфиновые выделения плагиоклаза, соприкасаясь друг с другом, образуют своего рода каркас; незначительные промежутки между выделениями плагиоклаза обычно заполнены мелкозернистой и всегда полнокристаллической массой, в основном полевошпатового состава, с незначительной примесью амфибола, реже пироксена и вторичных — серицита, хлорита, эпидота, кальцита. Количество порфиновых выделений варьирует от 80 до 40—30%, так что криптовая структура переходит в обычную порфировидную. В последнем случае порода напоминает по структуре хорошо раскристаллизованные эффузивные порфириды. Как бы промежуточной, связывающей эти две разновидности, является структура, характеризующаяся наличием гломеропорфирических сростков плагиоклаза. Быстрое и довольно резкое изменение структурного рисунка породы в пределах одного массива — результат сложных и, видимо, не всегда одинаковых условий кристаллизации расплава.

Плагиоклаз представлен толстотаблитчатыми, реже удлиненно-призматическими кристаллами с отчетливо выраженной зональностью и двойниковым строением. Состав зональных фенокристаллов таков: ядро — лабрадор № 64—68, периферийная оторочка — № 46—51.

Пироксен развит в меньших количествах. Представлен он призматическими, короткостолбчатыми кристаллами, более измененными, чем другие порообразующие минералы.

В шлифах, судя по отдельным менее измененным участкам, пироксен бесцветный, угол погасания его cNg колеблется в пределах $48-53^\circ$; $+2V=56-59^\circ$; $Ng=1,714$; $Np=1,690$; по оптическим свойствам он близок к авгиту.

Обычно вместо пироксена обнаруживаются псевдоморфозы уралаита с характерными для пироксена короткопризматическими и восьмиугольными очертаниями, а также хлорит, кальцит, эпидот и кварц.

В рудной зоне в породе отмечается магнетит, развивающийся по основной массе и фенокристаллам в виде многочисленных прожилков, вкрапленности и гнезд.

Весьма своеобразна основная масса породы, в которой преобладает плагиоклаз и, только как примесь, наблюдаются кварц, пироксен и нередко роговая обманка. Среди вторичных минералов отмечаются постоянно серицит, хлорит, игольчатый актинолит, сфен, кальцит, магнетит, пирит. Структура основной массы неодинаковая, она обусловлена различными условиями кристаллизации и последующими метаморфическими процессами. Так, разновидность диоритового порфирита с криптовой структурой, как правило, имеет основную полевошпатовую массу, более крупную — до $0,2-0,3$ мм; там же, где вкрапленники занимают не более $30-40\%$ объема породы, основная масса становится мелкозернистой с величиной отдельных минералов от сотых долей миллиметра до $0,1$ мм.

Плагиоклаз вкрапленников и особенно основной массы почти везде в какой-то мере альбитизирован, но не всегда переходит в альбит, часто такое преобразование достигает только состава $Ab_{80-90}-An_{20-10}$. Плагиоклаз основной массы при натровом метасоматозе полностью переходит в альбит; микролиты и лейсты при этом отличаются неровными контурами и становятся буроватыми, двойникование в них едва заметно. В других более редких случаях возникающий альбит приобретает изометричные очертания и вместе с кварцем создает подобие роговиковой структуры. Заметим, что помимо первичного кварца в диоритовых порфиритах встречается кварц вторичный; участками его настолько много, что он практически вытесняет полностью темноцветные минералы и в значительной мере плагиоклазы. Процесс окварцевания поздний, он отвечает среднетемпературным этапам гидротермальной деятельности. Химический состав пироксеновых диоритовых порфиритов приведен в табл. 9.

Роговообманково-пироксеновые диоритовые порфириты. Тесная пространственная связь этих пород с пироксеновыми диоритовыми порфиритами и частая перемежаемость в разрезе не позволяют при имеющихся в нашем распоряжении данных наметить ореолы их развития. Да едва ли это будет возможным сделать и в будущем. Рассматриваемые породы представляют разновидность одной магмы, они не имеют пространственной обособленности. Появление здесь роговой обманки, связанное с повышением концентрации летучих, — чисто локальный процесс.

Минеральный состав описываемых пород и структурно-текстурные особенности их тождественны пироксеновым диоритовым порфиритам, и поэтому нет надобности повторять их характеристику. Исключением является присутствие здесь роговой обманки ($Ng=1,671-1,667$; $Np=1,646-1,644$; $-2V=78-88^\circ$), которая отличается сильной разложённостью и нередко узнается лишь по характерным ромбовидным разрезам. Продукты ее замещения — зеленый хлорит типа клинохлора и ак-

Химический состав пироксеновых диоритовых порфиров, %

№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	п.п.п.	H ₂ O	Сумма
31	48,85	0,65	18,44	1,03	6,56	0,21	3,89	13,86	1,4	0,25	3,87	0,22	99,23
34	50,95	0,85	16,9	4,79	4,54	0,17	2,9	8,68	3,5	0,9	3,67	0,34	98,19
201	51,52	0,8	16,64	5,97	5,34	0,21	3,45	7,67	4,2	1,54	1,56	—	98,90
203	48,28	0,7	17,17	3,67	4,52	0,14	4,26	7,57	7,21	0,95	5,81	—	100,28
204	53,14	0,86	16,41	1,61	3,59	0,06	5,2	12,39	5,13	0,61	0,88	0,12	100,0

Примечание. 31, 34 — пироксеновый диоритовый порфирит, Куржункуль (А. М. Дымкин); 201, 203, 204 — пироксеновый диоритовый порфирит, Соколовско-Сарбайское рудное поле (И. А. Кочергин).

Числовые характеристики

№ анализа	a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	n
31	3,8	11,8	22,4	62,0	—	36,0	33,0	31,0	92,0
34	9,8	7,4	19,0	63,8	—	50,0	28,0	22,0	85,0
201	12,0	6,0	21,0	61,0	—	51,0	29,0	20,0	80,0
203	18,0	3,0	22,0	57,0	—	36,0	34,0	30,0	91,0
204	12,0	5,0	23,0	60,0	—	20,0	37,0	43,0	93,0

Таблица 10

Химический состав роговообманково-пироксеновых диоритовых порфиров, %

№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	п.п.п.	H ₂ O	Сумма
13	56,7	0,62	18,32	3,29	2,96	0,04	5,02	6,67	3,57	1,19	1,81	0,51	100,7
26	57,19	0,63	15,86	2,34	3,82	0,2	3,11	7,79	5,9	1,49	—	2,65	100,98
202	54,48	0,83	16,86	3,64	4,19	0,16	1,87	4,46	9,35	0,89	1,89	—	98,62

Примечание. 13 — роговообманково-пироксеновый диоритовый порфирит, Соколовско-Сарбайское рудное поле (С. М. Прохорова); 26 — роговообманково-пироксеновый диоритовый порфирит, Соколовско-Сарбайское рудное поле (Д. О. Онтоев); 202 — роговообманково-пироксеновый диоритовый порфирит, Соколовско-Сарбайское рудное поле (И. А. Кочергин).

Числовые характеристики

№ анализа	a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	n
13	9,8	7,6	15,3	67,3	—	38,0	57,0	5,0	81,4
26	15,0	3,0	17,0	65,0	—	33,0	32,0	35,0	85,6
202	22,0	0,3	16,0	61,7	—	46,0	21,0	33,0	94,0

тинолит. Иногда она псевдоморфно замещается крипнокристаллическим кальцитом. Химический состав роговообманково-пироксеновых диоритовых порфиров показан в табл. 10.

Кварцевые диоритовые порфиры. Подобно роговообманково-пироксеновым диоритовым порфиритам они тесно связаны с пироксеновыми разностями и не выделяются отдельными горизонтами, но уже сейчас намечается их определенная приуроченность к верхним частям интрузивных тел на Куржункульском и Шагыркульском месторож-

дениях и к краевым частям гипабиссальных массивов — в Соколовско-Сарбайском и Адаевском рудных полях.

Внешне это светло-серые породы массивного сложения. Порфири-видная структура их отчетливо обнаруживается простым глазом. Местами в породе вкрапленников настолько много, что по первому впечатлению такие разности можно принять за гипабиссальные диориты, однако уже беглый просмотр шлифов под микроскопом показывает на существенное их отличие.

Кварцевые диоритовые порфириты интенсивно, но крайне неравномерно альбитизированы, разбиты многочисленными трещинами, по которым особенно охотно развиваются гранат, пироксен и еще больше хлорит, апатит и эпидот. Какая-то часть этих пород подверглась в зонах наиболее интенсивного метасоматоза замещению магнетитом, сульфидами, скарнированию. Нередко можно наблюдать среди массивных руд и скарнов отдельные реликты измененных диоритовых порфиритов.

Минеральный состав породы несложный: преобладает в ней плагиоклаз, заметно меньше развит кварц, иногда пироксен, и в отдельных случаях встречается амфибол. Как вторичные, постоянно присутствуют серицит, пренит, хлорит, гранат, пироксен, скаполит, апатит, сфен, магнетит, пирит, кальцит.

Структура изменяется от криптовой до олигофировой. Вкрапленники представлены призматическим плагиоклазом № 52—60, иногда пироксеном ($Ng=1,718-1,706$; $Np=1,693-1,676$; $+2V=56-60^\circ$; $cNg=37-42^\circ$) и кварцем. Роговая обманка встречается в единичных случаях. В неизменной части зерен она зеленовато-бурая, плеохроирует от зеленовато-бурого по Ng до зеленовато-желтого по Np ; $cNg=17-21^\circ$.

Основная масса породы состоит из коротких лейсточек сдвойникобанного плагиоклаза, призмочек и неправильных зерен пироксена, размеры которых исчисляются сотыми долями миллиметра. В значительном количестве присутствуют более или менее крупные (0,1—0,3 мм) ксеноморфные зерна кварца. Структура основной массы в целом мало отличается от структур других разновидностей диоритовых порфиритов. Тем не менее постоянное присутствие здесь большого количества кварца вносит некоторые черты новизны. Так, участки, где кварц преобладает в основной массе, приобретают черты роговиков; плагиоклаз в таких местах или встречается единичными зернами, или отсутствует совсем, а вкрапленники его оказываются разъединенными и приобретают овальную или более сложную форму. Таким участкам свойственна собирательная перекристаллизация, в результате которой возникают более крупные зерна кварца с включением в них мелких лейст плагиоклаза, т. е. появляются обычные микропойкилитовые структуры. Химический состав кварцевых диоритовых порфиритов приведен в табл. 11.

При петрографическом описании диоритовых порфиритов, равно как и других интрузивных пород, мы сознательно не вдавались в подробности изложения процессов скарнирования, скаполитизации и оруденения, связанных с метасоматическим изменением в зоне рудной минерализации. Эти явления описаны ниже при характеристике метасоматических пород.

Гранит-п о р ф и р ы. Не совсем обычные породы субвулканической фации, отвечающие по составу гранит-порфирам, встречены в районе Качарского рудного поля. На поверхность палеозойского фундамента они выходят юго-западнее Качарского месторождения, прорывая осадочно-вулканогенные породы валерьяновской свиты, а далее к северо-востоку довольно резко погружаются. В пределах Качарского месторождения гранит-порфиры прослежены в виде гряды на протяжении

2 км с юго-запада на северо-восток. Ближе всего к поверхности они выходят в юго-восточном крыле брахисинклинальной складки, между южным и северным рудными участками.

Гранит-порфиры большей частью изменены, но иногда они довольно свежие и сохраняют присущие им черты строения. Участками, особенно в верхних горизонтах, гранит-порфиры почти полностью альбитизированы

Таблица 11

Химический состав кварцевых диоритовых порфиров, %

№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	п.п.п.	H ₂ O	Сумма
18	56,1	0,76	15,57	1,93	3,19	0,21	6,04	6,08	5,52	1,93	—	2,44	99,77
19	55,86	0,7	19,41	2,42	1,45	0,1	6,0	1,8	7,59	0,48	—	2,2	98,01
23	56,34	0,7	18,12	1,92	6,0	0,3	3,86	6,23	3,67	1,41	—	0,9	99,45
24	63,15	0,73	14,9	2,33	0,76	0,2	2,7	6,49	6,52	0,9	—	1,26	99,94
32	57,15	0,55	17,84	1,26	2,89	0,07	2,52	8,96	4,5	0,75	2,91	0,17	99,57
33	59,8	0,47	17,13	2,19	2,32	0,02	1,42	2,84	8,05	0,22	4,39	—	98,85
10191	68,71	0,45	15,04	1,34	1,77	0,04	1,57	3,00	3,57	3,12	0,88	0,19	99,60
1770/209	69,18	0,48	15,18	0,86	1,65	0,057	0,83	5,37	3,94	0,53	1,17	0,13	99,38
1770/300	69,15	0,46	14,79	0,44	1,94	0,085	1,24	5,50	4,16	0,65	0,83	0,17	99,42

Примечание. 18, 19 — кварцевый диоритовый порфирит, Соколовско-Сарбайское рудное поле (С. М. Прохорова); 23 — кварц-пироксеновый диоритовый порфирит, Соколовско-Сарбайское рудное поле (С. М. Прохорова); 24 — кварцевый диоритовый порфирит, Соколовско-Сарбайское рудное поле (С. М. Прохорова); 32 — кварцевый диоритовый порфирит, Куржункуль (А. М. Дымкин); 33 — кварцевый диоритовый порфирит, Куржункуль (Е. А. Мазина); 10191 — 1770/209, 1770/300 — кварцевый диоритовый порфирит, Соколовско-Сарбайское рудное поле (П. Н. Кобзарь).

Числовые характеристики

№ анализа	a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	n
18	14,5	2,9	19,5	63,1	—	27,0	36,0	37,0	87,8
19	17,6	2,1	17,5	62,8	21,0	19,0	60,0	—	96,5
23	5,3	7,5	18,1	69,1	—	51,0	45,0	4,0	80,0
24	15,2	2,0	12,7	70,1	—	21,0	35,0	44,0	91,3
32	11,5	6,7	13,3	68,5	—	31,0	33,0	36,0	90,0
33	18,6	2,6	7,9	70,9	—	55,0	32,0	13,0	98,5
10191	12,3	3,7	5,9	78,1	6,9	48,3	44,8	—	63,5
1770/209	9,5	5,5	4,9	80,1	—	49,4	28,1	22,5	92,7
1770/300	10,1	4,9	6,2	78,8	—	36,9	33,7	29,4	91,2

рованы и калишпатизированы, при этом, по-видимому, одновременно происходила их десилификация. Такие ортоклаз-альбитовые породы с явными признаками перекристаллизации В. А. Заварицкий почему-то относит к эффузивным ортофирам. Кстати заметим, что первоначально В. А. Заварицкий в толще гранит-порфиров, названных им фельзит-порфирами, выделял кристалло- и литокластические туфы. Однако позднее он отнес их к субвулканическим образованиям. Гранит-порфиры являются дорудными. В ряде случаев установлено бесспорное замещение их пироксеном и скаполитом.

По внешнему виду гранит-порфиры очень похожи на эффузивные кварцевые порфиры, и только отсутствие в первых видимых вкрапленни-

ков кварца позволяет их различать в полевых условиях. Существенные различия этих пород устанавливаются только под микроскопом.

Вкрапленники плагиоклаза в гранит-порфирах отличаются более или менее идиоморфными очертаниями и не обнаруживают, как в кварцевых порфирах, признаков оплавленности. Почти во всех фенокристаллах наблюдаются полисинтетические двойники, сростающиеся по альбитовому и альбит-карлсбадскому законам. Плагиоклаз представлен альбитом № 0—5. В нем нет следов зонального строения и не встречались реликты калиевого полевого шпата. В гранит-порфирах, по-видимому, альбит — это первичный, образовавшийся в условиях крайней недоушенности расплава известковый компонент. Если учесть, что эти вкрапленники интрателлурические, то вполне очевидно, что дифферен-

Таблица 12

Химический состав гранит-порфиров, %

№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	п.п.п.	H ₂ O	Сумма
5	73,68	0,28	13,53	0,78	0,65	—	0,37	1,33	6,19	0,35	1,74	0,25	99,15
187	71,11	0,40	14,82	0,45	1,78	0,05	0,41	1,46	7,23	0,28	1,09	—	99,08
188	69,2	0,36	13,94	4,25	1,41	—	—	1,68	3,85	4,5	0,82	0,3	100,31
189	65,38	0,40	13,14	1,64	3,08	0,09	—	3,75	4,10	3,37	1,14	1,0	97,09
190	70,40	0,46	14,36	1,23	1,11	0,04	0,68	1,79	7,5	0,12	2,52	0,09	100,30
191	71,80	0,42	14,36	0,92	0,97	0,02	0,48	1,12	7,87	0,10	1,82	0,3	100,18

Примечание. 5 — гранит, Давыдовка (Е. А. Мазина); 187, 188, 189, 190, 191 — гранит-порфир, Качар (Н. М. Беляшов, А. М. Дымкин).

Числовые характеристики

№ анализа	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>s</i>	<i>a'</i>	<i>f'</i>	<i>m'</i>	<i>c'</i>	<i>n</i>
5	13,8	1,6	2,4	82,2	26,0	47,0	27,0	—	96,2
187	16,0	1,7	1,9	80,4	—	62,0	34,0	4,0	98,0
188	15,0	1,8	5,2	78,0	—	98,0	—	2,0	56,7
189	14,2	1,7	7,3	76,8	—	60,0	—	40,0	64,7
190	16,2	1,2	3,9	78,7	—	49,0	29,0	22,0	99,2
191	21,3	1,0	3,7	74,0	—	57,0	27,0	16,0	99,2

циация магмы проходила в глубинных условиях и значительно раньше появления в ней первых кристаллов. Нередко фенокристаллы альбита образуют гломеропорфировые сростки. Границы между вкрапленниками альбита и основной массой большей частью ровные и довольно прямолинейные.

Кварц в гранит-порфирах образует одиночные микропорфировые выделения, размер которых не превышает 0,2—0,3 мм. Они имеют вид неправильно бипирамидальных кристаллов с ромбовидными сечениями. Основная масса гранит-порфиров более раскристаллизована, чем в кварцевых порфирах. Надо сказать, она здесь и наиболее однообразна. В ее составе преобладает альбит, заметно меньше содержится кварца (10—20%) и еще меньше калиевого полевого шпата (7—10%). Структура аллотриоморфнозернистая, участками микропойкилитовая и микропегматитовая. Все это свидетельствует об эвтектоидном составе расплава. Химический состав гранит-порфиров иллюстрируется табл. 12.

*Петрохимические особенности пород
Сарбай-Соколовского комплекса*

Сарбай-Соколовский интрузивный комплекс по петрохимическим особенностям сходен с интрузивными породами других железоносных провинций, в частности Урала и особенно северо-западной части Восточного Саяна (Таят-Табратский район). Тем не менее, как видно из описания и данных химических анализов, Тургайский комплекс в некоторой мере своеобразен и характеризуется рядом петрохимических особенностей.

Прежде всего следует отметить более однообразный в петрографическом отношении состав интрузивов Тургая, чем, скажем, Уральской или Алтае-Саянской железоносных провинций. Почти по всему поясу Тургая в интрузивных массивах развиты одни и те же петрографические разновидности пород: габбро, габбро-диориты, диориты и гранодиориты, в небольших масштабах представлены монцититы и сиенито-диориты. Здесь нет типичных сиенитов и гранитов, с которыми связывалось бы железоруденение. Все разновидности пород являются дифференциатами габброидной магмы и в ряде случаев связаны между собой постепенными переходами. Вместе с тем интрузивные породы Тургая характеризуются отчетливо выраженными признаками контаминации и ассимиляции, наличием, особенно в краевых фациях, значительного количества ксенолитов пород кровли.

Естественно, что все это нашло отражение и в химизме пород. На составленной нами вариационной диаграмме (рис. 6) видно, что габбро и гранитоиды связаны между собой непрерывными переходами. Промежуточные различия пород, обуславливающие непрерывность роя векторов от кислых к основным, заметно отклоняются от линии среднего состава по Дэли. Это связано с контаминированностью переходных разновидностей пород и обогащенностью их некоторыми элементами из ассимилированных толщ. Основные породы Тургая имеют значения числовых характеристик, близкие к среднему типу габбро по Дэли. Габбро и габбро-диориты рудного пояса отличаются низкой концентрацией калия и в то же время повышенным содержанием натрия. Это особенно наглядно проявляется в разновидностях краевых фаций — в габбро-диоритах и в габбро-порфиритах.

В породах среднего состава концентрация щелочей возрастает. Почти все фигуративные точки гранитоидов лежат в поле, ограниченном справа и слева линиями средних составов гранитоидов по Дэли. Вместе с натрием значительно увеличивается количество калия. Так, для пород Бенкалинской интрузии коэффициент n становится близким к среднему значению его в диоритах по Дэли. Однако повышенное содержание щелочей в диоритах, в особенности натрия, едва ли правильно объяснять только спецификой состава магмы. Дело в том, что диориты Сарбая, Соколовки, Адаевки, Бенкалы и Елтая в краевых частях альбитизированы (подробно изложено выше). Следовательно, повышенная концентрация натрия частично обусловлена постмагматическими процессами. Породы среднего состава относятся в целом к нормальному ряду, однако имеются случаи резкого пересыщения их глиноземом (см. табл. 8, обр. 9, 10, 15), что является результатом процессов контаминации.

Колебания других коэффициентов, в частности c и b , по отношению к нормативным незначительны и связаны с неравномерным распределением фемических минералов в интрузивных породах Тургая.

Отчетливые признаки гибридности обнаруживают породы промежуточного ряда, например гранодиориты. В них по сравнению со стандарт-

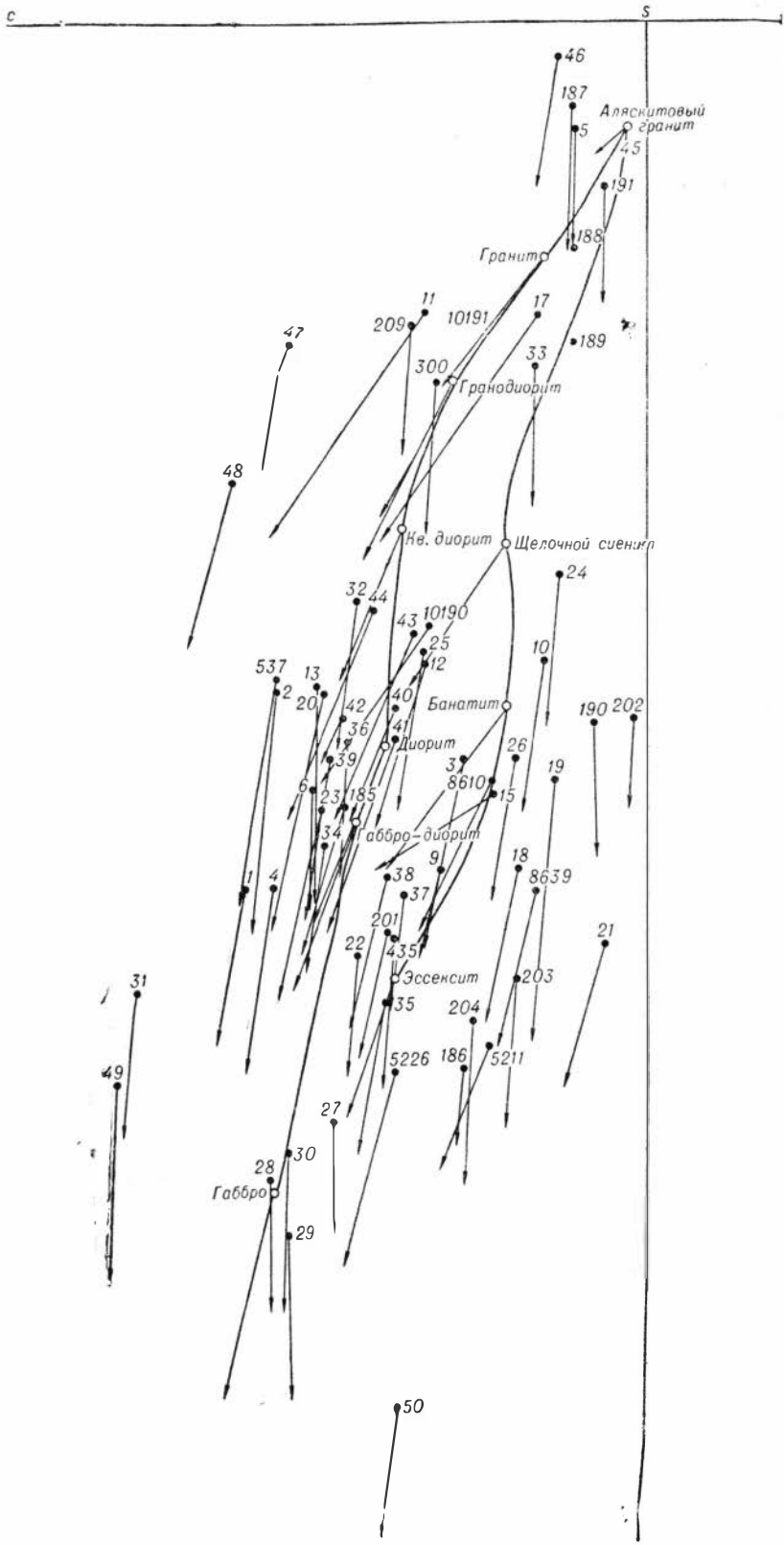
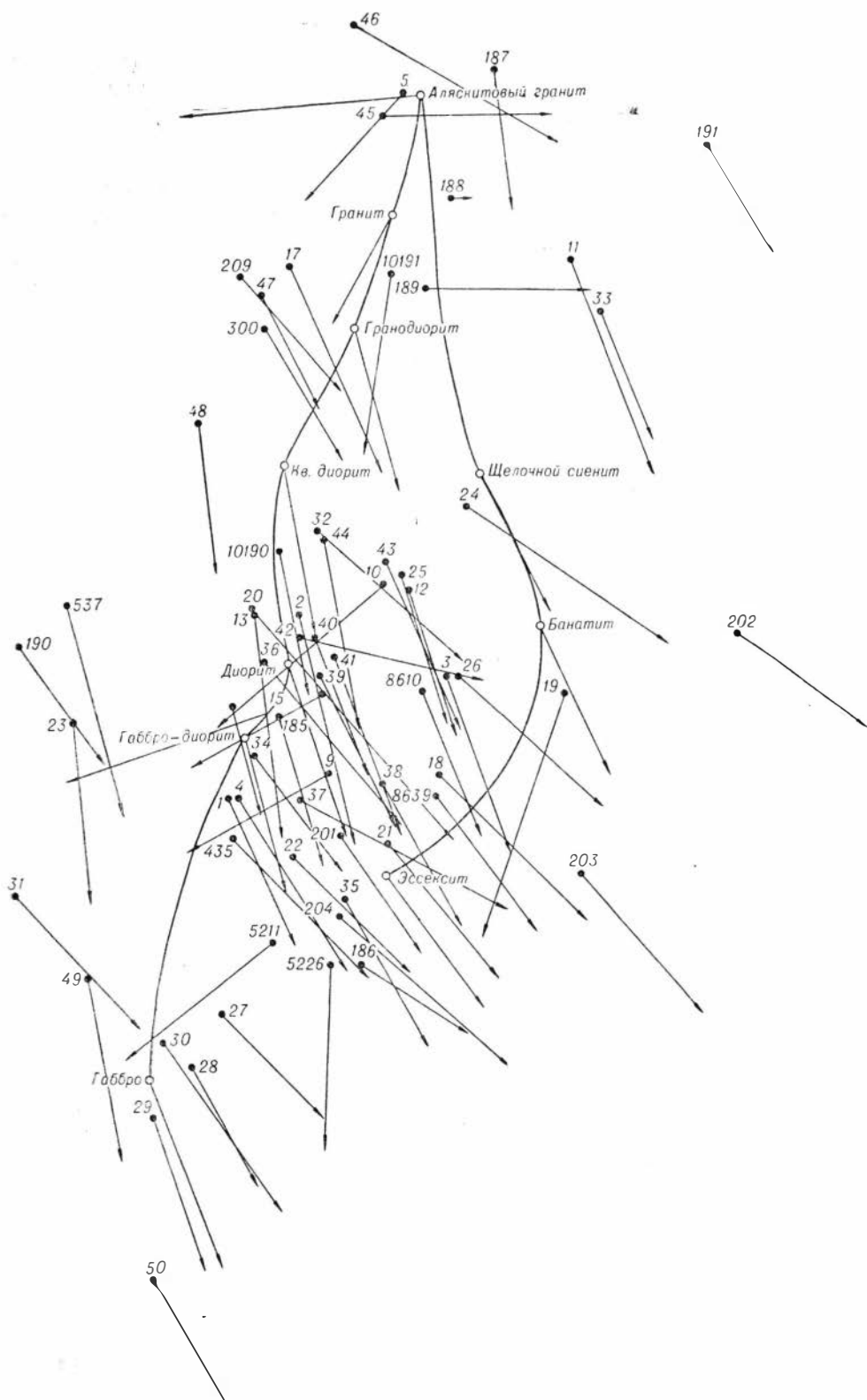


Рис. 6. Вариационная диаграмма химического состава



интрузивных пород Сарбай-Соколовского комплекса.

ным гранодиоритом заметно снижено содержание щелочей (при резком преобладании Na_2O над K_2O); в то же время коэффициент c почти в два раза выше нормативного, что объясняется, как мы отмечали при описании переходных типов пород, необычно повышенной основностью плагиоклаза.

Диоритовые порфириды пластового типа отличаются высоким содержанием щелочей, что связано с пропилитизацией этих пород; все же другие коэффициенты близки к нормативным.

Обращает на себя внимание разбросанность фигуративных точек диоритовых порфиритов из краевых частей гипабиссальных интрузий

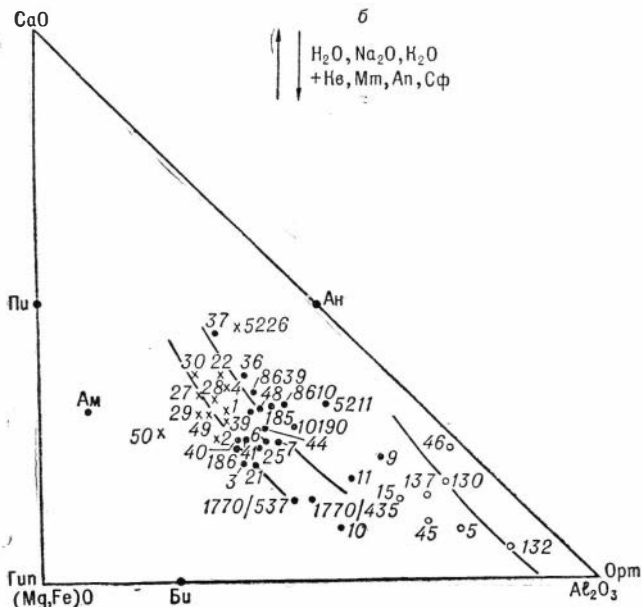
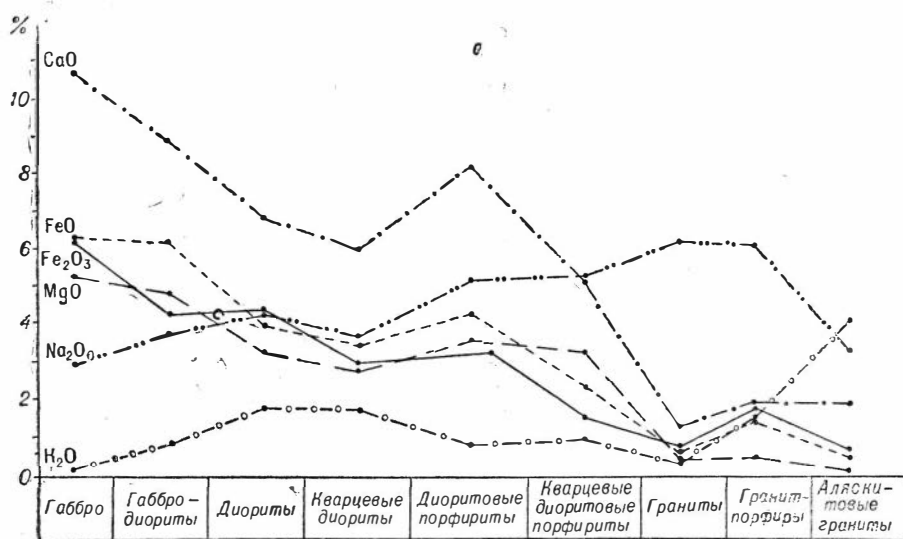


Рис. 7.

а — вариационная диаграмма среднего содержания окислов в интрузивных породах Главного рудного пояса Тургай; б — смещение котектической кривой при изменении щелочности в породах Сарбай-Соколовского комплекса.

(артеритовая зона). Неоднородность их состава несомненно связана с ассимиляцией магмой пород рамы и неполной их переработкой.

Наглядное представление о вариации химического состава в главнейших типах интрузивных пород Сарбай-Соколовского комплекса и смещении котектической кривой при изменении щелочности дают диаграммы, приведенные на рис. 7а и б.

Спектральными анализами в интрузивах Сарбай-Соколовского комплекса обнаружены так называемые «сквозные», т. е. общие для всех типов пород—элементы, превышающие кларковое содержание. В габбро и габбро-диоритах: Ti — в 15 раз, Ni — в 11 раз, V — в 7 раз, Mn — в 5 раз, Cr — в 6 раз, Co — в 3 раза; в диоритах и гранодиоритах: Ti — в 8 раз, Ni — в 7 раз; V — в 3 раза, Cr — в 2 раза, Rb — в 3 раза, Cs — в 6 раз, Ga — в 2 раза. Все эти элементы, как известно, содержатся в повышенных по отношению к кларковым количествах в производных габброидной магмы.

ПОСЛЕРУДНЫЙ ГРАНИТОИДНЫЙ КОМПЛЕКС

Общая характеристика

Гипабиссальные интрузивы, формирование которых проходило после магнетитового оруденения, установлены только в Бенкалинском рудном поле. Условия залегания этих пород не совсем ясны, так как они вскрыты на месторождении одиночными скважинами и прослежены на весьма ограниченных площадях. Недостаток фактического материала вызывает различные суждения о происхождении гранитов.

А. Е. Бекмухаметов считает их метасоматическими образованиями, возникшими в результате глубокой переработки диоритов. К этому мнению присоединяется Е. А. Мазина, но, как и А. Е. Бекмухаметов, не приводит веских доказательств метасоматического происхождения гранитов. В работе [43] эти породы рассматриваются как магматические образования. Для них характерно: резкие контакты с вмещающими породами; наличие многочисленных жилков в диоритах и метасоматитах; типичные гипидиоморфнозернистые структуры; отсутствие признаков значительной перекристаллизации. Кроме того, по всем скважинам, где были встречены граниты, мы не видели их скарнирования, тогда как вмещающие породы содержат скарновый пироксен и гранат. Граниты не несут и следов замещения магнетитом, хотя они всегда более густо импрегнированы пиритом, чем вмещающие породы.

Все это позволяет предполагать, что граниты являются послерудными образованиями и, возможно, соответствуют второй группе интрузий [32], сформировавшейся на границе карбона и перми. Этот период характеризуется завершением развития существенно геосинклинального режима и консолидацией ряда складчатых зон. С некоторыми оговорками рассматриваемый комплекс может быть сопоставлен с выделенной Ю. А. Кузнецовым [84] формацией гранитоидных батолитов «пестрого состава», возникающих на границе так называемых орогенных и устойчивых областей.

В пределах Зауральского антиклинория подобные интрузии типа «диапир-плутонов» образуют восточный пояс гранитоидов [32, 33], формирование которого проходило в две фазы: однородные биотитовые и двуслюдяные граниты с резко порфириовидным строением и мелкозернистые аляскитовые граниты Джабык-Карагайского комплекса. Последние по составу и времени формирования соответствуют аляскитовым гранитам Бенкалинского рудного поля, хотя по структурной позиции резко различаются.

Аляскитовые граниты

Аляскитовые граниты легко отличаются от других интрузивных пород светло-розовой окраской и наличием большого количества мутноватого кварца.

Изучение под микроскопом показывает, что граниты имеют довольно простой минеральный состав. Слагаются они кварцем, в переменном количестве плагиоклазом и ортоклазом; цветные минералы в них не встречаются.

Кварц гранитов характеризуется ксеноморфным строением. Зерна его, достигающие величины 1—2 мм в поперечнике, имеют неровные очертания, в ряде случаев раздроблены, но не обнаруживают волнистого погасания. Количество кварца в породе непостоянно, колеблется от 25 до 40%.

Плагиоклаз представлен альбитом № 0—3, сильно серицитизированным и пелитизированным; часть выделений альбита, по-видимому, яв-

Таблица 13

Химический состав аляскитовых гранитов, %

№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п.п.п.	Сумма
45	75,88	0,19	11,47	1,20	0,98	0,01	0,05	1,80	1,75	6,90	0,27	—	100,5
46	76,46	0,16	12,78	0,22	0,07	0,05	0,12	2,10	4,91	1,38	—	—	98,25

Примечание. 45, 46 — аляскитовый гранит, Бенкала (А. М. Дымкин).

Числовые характеристики

№ анализа	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>s</i>	<i>a'</i>	<i>f'</i>	<i>m'</i>	<i>c'</i>	<i>n</i>
45	13,2	0,8	3,0	83,0	—	58,0	—	42,0	28,0
46	12,5	2,0	0,7	84,8	—	20,0	30,0	50,0	84,0

ляется вторичной, образовавшейся на месте калишпата, другая часть хотя и несколько изменена, но не обнаруживает никаких признаков вторичного происхождения. Весьма характерно, что альбит совершенно однородный и никаких реликтов в нем нет. О метасоматическом происхождении альбита может свидетельствовать только часто наблюдаемая «шахматная» структура, которая, кстати, проявляется в индивидах табличатой формы и совершенно не видна в удлиненно-призматических кристаллах. Двойниковое строение характерно почти для каждого зерна альбита. Двойниковые полосы обычно узкие, параллельные, но нередко имеют клинообразную форму.

В альбите, а местами между альбитом и кварцем можно видеть тонкие бесцветные с высоким дупреломлением листочки мусковита, иногда изогнутые и повторяющие контуры этих кристаллов.

Ортоклаз сохранился только отдельными участками. Большей частью он замещен, по-видимому, альбитом. Для него характерны микропертитовые и микропегматитовые структуры. В гранитах нет той резкости в степени идиоморфизма, которая характерна для плагиоклаза и ор-

токлаза монцонитов и более основных пород. Здесь оба минерала, по-видимому, выделялись почти одновременно.

Нередко в гранитах обнаруживается турмалин, обладающий резким плеохроизмом от черного до буровато-желтого; агрегатные скопления его образуют в гранитах гнезда. Турмалин развивался за счет плагиоклаза, небольшие участки которого сохраняются внутри крупных индивидов турмалина. Мелкие кристаллы пирита встречаются во всех шлифах, в породе они рассеяны равномерно. Химический состав аляскитовых гранитов приведен в табл. 13.

Приведенная таблица химического состава гранитов и данные их пересчета показывают, что описываемые породы располагаются (см. рис. 6) вблизи нормативного аляскитового гранита. Однако они не пере-сыщены глиноземом и относятся к группе нормальных пород. Резкое колебание коэффициента n связано с неравномерной альбитизацией ортоклаза.

ДАЙКОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Общая характеристика

Дайки развиты на площади всех рудных полей, но наиболее густая сеть их отмечается только в пределах отдельных месторождений, где многочисленные разрывные нарушения создавали благоприятные условия для становления жильных пород.

Установлено, что дайки возникают в разное время. Они появляются до оруденения, сопровождают рудную минерализацию и продолжают формироваться после того, как рудный процесс закончился. Иначе говоря, процесс оруденения не только совмещается пространственно с дайковым комплексом, но совпадает с ним и по времени образования. Эта особенность, присущая как Тургаю, так и многим другим железорудным провинциям, достаточно убедительно доказывает родственную связь рудо- и петрогенеза. В то же время пространственное совмещение областей максимальной концентрации оруденения и даек может рассматриваться как признак единства путей движения рудоносных растворов и отдельных порций магмы, из которых впоследствии формировались жильные породы.

Особенно тесная связь даек и оруденения отмечается в некоторых месторождениях Куржункульского и Елгайского рудных полей. Здесь крупные дайки диоритовых порфиритов не только примыкают к рудной зоне, но нередко и контролируют оруденение. В данном случае дайки и руды приурочены к одним и тем же тектоническим нарушениям.

Вопрос о возрастной последовательности формирования даек на месторождениях Главного железорудного пояса Тургай изучен недостаточно. Объясняется это отсутствием естественных обнажений и сосредоточением глубоких разведочных скважин — этого единственного источника фактического материала — в узких зонах оруденения, где вмещающие породы настолько бывают изменены, что ни о какой последовательности их формирования не приходится говорить. Особенно плохо восстанавливаются дайки дорудные и внутриминерализационные, так как они почти всегда метасоматически преобразованы. Послерудные дайки среди вмещающих пород и руд выделяются довольно четко, благодаря отсутствию в них признаков скарирования и оруденения. Значительно труднее решается вопрос об условиях залегания этих даек. Ранее считалось, что большинство даек простирается в меридиональном или близком к этому направлению. Это предположение основывалось на том, что широтные

разломы молодые и с ними не связаны магматические процессы. Однако геологические исследования последних лет позволили установить, что и широтные и меридиональные нарушения разновозрастные и что дайковые образования унаследуют в какой-то мере и те и другие разломные структуры, фиксируя тем самым тип тектонических решеток. Относительно рудного процесса дайки подразделяются на дорудные и послерудные. Последние по составу более разнообразны.

Дорудные дайки

Г. А. Соколовым и С. М. Прохоровой в районе Соколовско-Сарбайского рудного поля выделяется серия сравнительно мелких дорудных даек габбро-диоритовых и диоритовых порфиритов, залегающих в осадочно-вулканогенной толще нижнего карбона. В рудной зоне эти дайки скарнированы и скаполитизированы, иногда в них отмечается вкрапленное оруденение. Это типичные дайки первого этапа [62]. По составу они очень сходны с породами гипабиссальной интрузии, и возможно даже, что в отдельных случаях представляют собой апофизы.

Габбро-диоритовые и диоритовые порфириты вскрыты разведочными скважинами на южном фланге Сарбайского месторождения. Эти дайки, по И. А. Кочергину, простираются почти в меридиональном направлении и круто (до 70°) погружаются на запад. На глубине 500—600 м они пересекают главный интрузив. Существенная особенность названных даек — пространственная приуроченность их к интрузивным породам и почти одинаковый с последними состав. Нет сомнения, что это дифференциаты единого глубинного очага.

Габбро-диоритовые и диоритовые порфириты различаются между собой темноцветными компонентами и основностью плагиоклаза. В габбро-диоритовых порфиритах преимущественно развит клинопироксен и реже постериорный амфибол. Клинопироксен составляет 18—25% породы. Это короткопризматические кристаллы с весьма характерными двойниками по (100), $cNg=44^\circ$; $Ng-Np=0,024$; $2V=60-64^\circ$. Плагиоклаз, обычно идиоморфный по отношению пироксена, представлен едва заметно зональным лабрадором № 58—62. В диоритовых порфиритах плагиоклаз более кислый — андезин № 38—45, а темноцветный минерал представлен исключительно обыкновенной роговой обманкой ($cNg=17^\circ$, $2V=-72^\circ$). Акцессориями в тех и других являются магнетит, сфен, апатит.

Структура этих пород отличается резко выраженным идиоморфизмом плагиоклаза и ксеноморфностью темноцветных минералов. По данным С. М. Прохоровой, контакты этих даек с Сарбайским интрузивом нерезкие, что указывает на внедрение их, вероятно, в еще неостывшие участки интрузива.

Послерудные дайки

Среди послерудных даек выделяются два типа: 1) дайки, отвечающие по составу гипабиссальным интрузивам и тяготеющие к ним пространственно, и 2) дайки, распространенность которых не ограничивается только рудными полями. Они широко представлены по своему железорудному поясу и, что особенно характерно, совершенно отличаются по составу от рудоносного комплекса интрузивов.

К первому типу относятся дайки диоритовых порфиритов, слессаритов, порфиритов и микрогранит-порфиритов, ко второму — диабазовые порфириты.

Диоритовые порфириды. Дайки диоритовых порфиритов, по-видимому, наиболее ранние послерудные образования. Они широко представлены в Соколовско-Сарбайском, Адаевском и Бенкалинском рудных полях. В виде жил мощностью от нескольких сантиметров до десятков метров эти дайки секут дорудные интрузивные тела, скарны, руды и другие метасоматические породы, в то же время сами остаются почти неизменными. Контакты их с вмещающими породами всегда четкие, но неровные; в эндоконтактной части отмечаются зоны закалки. Таким образом, в Тургайских месторождениях оруденение строго ограничивается дорудным и послерудным процессами глубинного магматизма. Это, несомненно, важное доказательство эндогенного рудообразования.

Наиболее широко распространенная разновидность даек—кварцевые диоритовые порфириды. Это зеленовато-серые отчетливо порфиридные породы, в которых под микроскопом определяются довольно свежий и только иногда слабо прениитизированный плагиоклаз № 40—46, пироксен удлиненно-таблитчатой формы и ксеноморфный, выполняющий мезостази́с кварц. Пироксен в диоритовых порфиритах, судя по оптическим данным ($cNg=39-43^\circ$; $2V=+60^\circ$; $Ng-Np=0,026-0,028$), представлен диопсид-авгитом, т. е. он такой же, как и в дорудных габбро-диоритах. Это сходство в совокупности с другими факторами подтверждает комагматичность всего глубинного комплекса пород.

Значительно реже встречаются в рудных полях пироксеновые диоритовые порфириды и габбро-порфириды. Эти породы характеризуются наличием основного плагиоклаза № 48—56 и значительным количеством диопсид-авгита (до 35%). В некоторых дайках, кроме этих минералов, присутствует кварц (до 7—10%). Структура пород типичная гипидиоморфнозернистая. Из аксессуарных наиболее характерны магнетит и апатит. Химический состав послерудных даек диоритовых порфиритов приведен в табл. 14.

Спессартиты. Это почти черные массивные горные породы, привлекающие внимание своей свежестью. Располагаясь среди скарнов, роговиков и даже магнетитовых руд, спессартиты тем не менее не обнаруживают сколько-нибудь заметных признаков замещения пироксеном, пранатом, эпидотом и магнетитом. Они имеют довольно резкие контакты; мощность их по керну, как правило, не превышает первого десятка метров. Прослеживаясь по одной скважине, они не встречаются в соседних; видимо, быстро выклиниваются. Спессартиты развиты в Куржункульском, Бенкалинском, Шагаршинском и Шаракульском месторождениях.

При изучении под микроскопом сразу же обращает на себя внимание несколько необычный состав этих пород. Наряду с обилием плагиоклаза в незначительном количестве в них присутствует роговая обманка. Пироксен, столь характерный для основных жильных пород других месторождений, здесь не обнаруживается. По ассоциации минералов эти породы ближе всего подходят к спессартитам. Однако заметно меньшее количество в них роговой обманки, чем в обычных спессартитах, реликты каких-то неполностью переработанных обломков, а также специфическая структура основной массы, являющаяся промежуточной между диабазовой и пилотакситовой, указывают, очевидно, на гибридный характер этих пород. Этим же, по-видимому, объясняются и значительные колебания минерального состава в дайках. Так, плагиоклаз присутствует в спессартитах всегда, но содержание его колеблется в широких пределах (40—75%), в виде вкрапленников он обнаруживается редко. По форме это длиннопризматические, иногда резко удлиненные кристаллы,

располагающиеся без видимой закономерности в основной массе. Свежие кристаллы полевых шпатов почти не встречаются, все они в какой-то мере изменены. Плагноклаз здесь постоянно содержит мелкие чешуйки хлорита, напоминающие пойкилитовые вроски. В литературе подобные описания имеются. Многие исследователи возникновения хлорита связывают с раскристаллизацией стекловатых частиц, включенных в плагноклазе. Вместе с хлоритом, а иногда и обособленно внутри пла-

Таблица 14

Химический состав диоритовых порфиритов, %

№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п.п.	Сумма
124	55,86	0,7	19,41	2,42	1,45	0,1	6,0	1,8	7,59	0,48	0,2	2,0	98,01
125	63,15	0,73	14,9	2,33	0,76	0,2	2,7	6,49	6,52	0,9	1,1	0,16	99,94
126	56,94	0,7	18,12	1,92	6,0	0,3	3,86	6,23	3,67	1,41	0,1	0,8	100,05
127	56,1	0,76	15,57	1,93	3,19	0,21	6,04	6,08	3,52	1,93	0,36	2,08	97,77
128	52,25	0,49	17,77	5,89	0,11	3,58	3,58	10,53	4,55	0,56	0,14	0,22	99,67
133	50,66	1,02	18,07	2,9	6,94	0,63	4,33	3,4	5,68	0,87	—	5,11	99,61

Примечание. 124, 125, 127 — диоритовый порфирит, Соколовско-Сарбайское рудное поле (С. Н. Гайс); 126, 128 — кварц-пироксеновый диоритовый порфирит, Соколовско-Сарбайское рудное поле (С. Н. Гайс); 133 — андезитовый порфирит, Соколовско-Сарбайское рудное поле (Д. О. Онтоев).

Числовые характеристики

№ анализа	a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	n
124	17,2	2,1	17,4	63,3	23,0	19,0	58,0	—	96,0
125	15,0	2,0	13,5	69,5	—	27,0	32,0	41,0	91,2
126	10,5	7,2	15,1	67,2	—	49,0	45,0	6,0	80,0
127	10,6	5,3	17,6	66,5	—	24,0	59,0	17,0	73,6
128	12,6	5,3	16,3	65,8	—	51,0	42,0	7,0	78,0
133	14,5	4,4	19,8	61,3	11,0	48,0	41,0	—	90,1

гиноклаза можно наблюдать неправильные скопления какого-то пелитового вещества бурого цвета, совершенно не действующего на поляризованный свет. Местами вкрапленники оказываются густо пронизанными тонкочешуйчатым серицитом. Содержание анортитовой молекулы в плагноклазе колеблется от 45 до 60%.

В качестве порфировых выделений чаще, чем плагноклаз, в породе наблюдается роговая обманка ($cNg=21^\circ$, $Ng-Np=0,018$, $-2V=72^\circ$). Изометричные, а нередко и сильно вытянутые зерна ее бывают равномерно распределены в породе. Часто роговая обманка образуетglomeropорфирные сростки, обособившиеся в виде неправильных гнезд в полевошпатовой массе. Замещается она актинолитом и хлоритом.

Основная масса спессартитов представлена лейстами альбитизированного плагноклаза и буровато окрашенными сильно вытянутыми кристаллами роговой обманки. Структура основной массы то приближается к диабазовой, то становится похожей на пилотакситовую. Основная масса слагает не менее 75—80% породы.

В составе аксессуаров постоянно наблюдаются округленные зернышки циркона, неправильные выделения сфена и магнетита и столбикообразный апатит.

Порфириды. В отличие от эффузивных андезитовых порфиритов эти породы менее изменены. В них прежде всего чет столь резко выраженных признаков альбитизации, не обнаруживают они и осветления. Это всегда темные массивного сложения породы, в которых видны мелкие порфиновые выделения плагиоклаза. Дайки порфиритов встречаются внутри диоритов (месторождение Елтай-1), среди ороговикованных туффитов (Южно-Адаевское месторождение) и магнетитовых руд Соколовского месторождения.

Порфириды не подверглись скаполитизации и скарнированию. Однако в Южно-Адаевском месторождении постоянно встречается эпидот, многочисленные жилки которого переходят из вмещающих пород непосредственно в порфириды. Наиболее интенсивно эпидотизация порфиритов проявилась в контакте их с гранатовыми скарнами. При этом эпидот из порфиритов и скарнов имеет близкий состав. Учитывая все это, можно предположить, что жильные порфириды являются внутриминерализационными. Образование их проходило после скарнирования и оруденения, но до эпидотизации.

При микроскопическом изучении в порфиритах устанавливается преимущественно плагиоклазовый состав (85—90%). Вкрапленники плагиоклаза здесь имеют резко удлиненную форму (до 3 мм в длину при 0,5—0,7 мм в поперечнике). Располагаясь беспорядочно, они иногда приобретают субпараллельную ориентировку. Особенно отчетливо субпараллельное расположение плагиоклаза выступает в небольших жилках, которые представляют своего рода апофизы главной дайки. Кристаллы плагиоклаза ориентированы в таких жилках параллельно простиранию последних и, вероятно, указывают на направление движения магматического расплава. Количество вкрапленников в породе не превышает 20—25%. Порфиновые выделения плагиоклаза, имеющие состав андезина № 41—45, относительно мало изменены, почти не серицитизированы, в некоторых из них проявляется, как уже отмечалось, эпидотизация, а нередко и пренитизация.

Порфиновые выделения цветных минералов в порфиритах не встречаются. Однако это не означает, что порфириды лишены темноцветных минералов. Наличие эпидот-пренитовых скоплений, возможно, связано с замещением вкрапленников роговой обманки.

Основная масса порфиритов состоит из микролитов различного ориентированного плагиоклаза и спутанно-волоконистых агрегатов актинолита и хлорита, пропитанных мельчайшими выделениями равномерно рассеянного магнетита. Большое содержание магнетитовой вкрапленности — характерная черта не только этих даек, но и диабазовых порфиритов, образовавшихся близко по времени с магнетитовым оруденением.

Гранит-порфиры. Эти дайки не располагаются вблизи сходных с ними по составу интрузивов, тем не менее мы считаем их связанными с послерудными гранитоидными интрузиями типа Бенкалинской, которые залегают на глубине и не вскрыты эрозией.

Гранит-порфиры встречаются в Соколовско-Сарбайском рудном поле. Они слагают жилы среди руд и метасоматитов, причем в приконтактовой зоне, например, в Соколовском месторождении, фенокристаллы плагиоклаза и кварца оказываются заключенными в стекловатом базисе. Другая важная особенность этих пород — резко выраженная флюидалность, строго повторяющая неровности контакта с вмещающими породами. На южном фланге этого же Соколовского месторождения Д. О. Онтоев [106] отмечает эруптивную брекчию, содержащую обломки руды, скарнов и других пород. Надо заметить, что брекчированность этих пород отмечается постоянно. Отдельные участки породы оказываются сце-

ментированными той же породой и представляются в виде своеобразной автобрекчии.

Дайки гранит-порфиров приурочиваются к зонам послерудных тектонических нарушений и характеризуются широким и меридиональным простираением. По внешнему виду это розовато-серые и розовые породы, на фоне литой основной массы которых отчетливо выступают крупные фенокристаллы плагиоклаза и реже кварца. При микроскопическом изучении, кроме названных минералов, обнаруживается бурый и всегда несколько разложенный биотит.

Таблица 15

Химический состав гранит-порфиров, гранитов, %

№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п.п.п.	Сумма
123	70,00	0,21	13,79	2,26	1,77	0,03	0,27	1,41	3,60	3,45	—	2,19	98,98
130	72,84	0,20	14,18	0,80	0,56	0,04	0,31	2,04	6,48	0,49	0,56	1,26	99,76
131	69,64	0,24	15,21	1,28	1,14	0,17	0,81	1,48	5,40	2,91	0,70	0,93	99,91
132	68,52	0,12	17,64	1,97	1,42	—	—	0,59	5,2	3,65	0,97	—	100,08
137	70,2	0,20	15,12	0,32	0,65	0,01	0,29	2,26	6,60	3,29	0,06	0,72	99,72
138	64,08	0,55	15,94	0,7	1,19	0,02	1,81	3,71	8,81	0,07	0,25	2,28	99,41
10066	69,14	0,40	14,25	0,73	3,29	0,06	1,39	0,91	4,37	2,97	0,07	1,95	99,53
10067	69,01	0,30	15,15	0,70	1,69	0,01	0,76	1,36	4,32	3,86	0,11	2,32	99,59

Примечание. 123—гранит-порфир, Соколовско-Сарбайское рудное поле (С. Н. Гайс); 130, 131, 132 — гранит-порфир, Соколовско-Сарбайское рудное поле (Д. О. Онтоев); 137 — микрогранит-порфир, Соколовско-Сарбайское рудное поле (Д. О. Онтоев); 138—микрогранит, Соколовско-Сарбайское рудное поле (Е. А. Мазина); 10066, 10067 — гранит-порфир, Соколовско-Сарбайское рудное поле (П. Н. Кобзарь).

Числовые характеристики

№ анализа	a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	n
123	13,0	1,7	6,2	79,1	35,0	58,0	7,0	—	61,6
130	14,2	0,5	4,5	80,8	63,0	27,0	10,0	—	95,5
131	15,7	0,3	6,9	77,1	49,0	32,0	19,0	—	73,7
132	16,0	0,7	8,1	75,2	65,0	35,0	—	—	68,9
137	18,6	0,4	3,5	77,5	—	23,0	13,0	64,0	75,2
138	19,2	0,8	8,3	71,7	—	20,0	36,0	44,0	99,3
10066	13,6	1,1	8,0	77,3	35,8	35,0	29,2	—	69,1
10067	14,9	1,6	5,4	78,1	36,2	40,0	23,8	—	63,2

Плагиоклаз во вкрапленниках представлен альбит-олигоклазом № 5—12, сдвойникованным по альбитовому закону. Подобно кварцу он нередко раздроблен и сцементирован мелкозернистой или микрофельзитовой массой кварц-полевошпатового состава. Наиболее раскристаллизованная часть даек характеризуется аллотриоморфнозернистой структурой с участками микропйкитовой.

В этих породах, как и в аляскитовых гранитах, альбит первичен, он не обнаруживает признаков замещения более основного плагиоклаза. Изменение гранит-порфиров выражается в частичной их карбонатизации и цеолитизации. Химический состав гранит-порфиров иллюстрируется табл. 15.

Диабазовые порфириды. Дайковые породы основного ряда широко развиты почти на всех железорудных месторождениях Тургай. Они выделяются в группу жильных по условиям залегания. В частности, секущее положение их относительно других вмещающих пород устанавливается довольно определенно. Большая свежесть, отсутствие признаков скарнирования и оруденения этих пород позволяет считать их возраст послерудным.

Особенность диабазовых даек состоит в том, что они не обнаруживают определенной связи с какими-либо типабиссальными телами и рас-

Таблица 16

Химический состав диабазовых порфиритов и диабазов, %

№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п.п.п.	Сумма
121	51,32	1,50	15,49	5,04	4,37	0,21	2,49	6,21	4,00	4,00	0,48	2,48	97,59
122	46,9	1,44	18,69	7,23	4,24	0,13	4,98	7,16	3,16	1,5	—	3,34	98,77
134	51,64	1,04	18,42	2,45	6,1	0,16	5,92	8,31	3,03	1,1	0,64	1,47	100,28
135	51,07	0,91	16,45	6,92	1,34	0,29	2,55	6,4	4,11	1,56	1,94	6,58	100,12
140	49,27	0,67	17,51	4,08	5,76	0,22	5,79	10,13	3,34	0,58	0,08	2,71	100,14
141	50,49	0,93	18,18	2,18	7,36	0,53	7,17	2,33	5,07	0,9	—	4,22	99,36
142	53,55	0,88	17,09	0,77	3,92	0,32	7,83	6,11	3,22	2,15	—	4,96	100,8
143	49,58	0,85	16,89	4,82	4,22	0,28	6,09	5,8	3,45	2,85	0,2	4,79	99,82
144	51,75	0,8	18,7	8,02	3,13	0,3	0,85	7,85	2,99	1,02	—	4,1	99,51
145	48,88	0,84	15,61	5,59	2,15	0,17	9,83	2,15	5,22	1,3	1,25	6,91	99,9
146	51,54	0,87	17,26	8,26	2,19	0,09	4,30	6,59	3,75	1,9	—	2,08	99,83

Примечание. 122, 121 — диабазовый порфирит, Соколовско-Сарбайское рудное поле (С. Н. Гайс); 134 — диабаз, Соколовско-Сарбайское рудное поле (С. Н. Гайс); 135 — микродиабаз, Соколовско-Сарбайское рудное поле (С. Н. Гайс); 140 — диабазовый порфирит, Куржункуль (А. М. Дымкин); 141, 142, 146 — диабазовый порфирит, Качар (Н. М. Беляшов); 143, 144 — диабазовый порфирит, Адаевка (А. М. Дымкин); 145 — альбитизированный диабаз, Бенкала (А. М. Дымкин).

Числовые характеристики

№ анализа	a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	n
121	5,4	3,2	18,3	63,1	—	50,0	24,0	26,0	60,7
122	10,1	8,6	21,4	59,9	—	52,0	43,0	5,0	76,4
134	8,6	8,5	20,9	62,0	—	40,0	50,0	10,0	80,3
135	12,7	6,0	15,8	65,5	—	52,0	31,0	17,0	79,7
140	8,4	8,1	24,5	59,0	—	39,0	42,0	19,0	89,0
141	12,7	2,8	27,8	66,7	22,0	33,0	45,0	—	88,0
142	10,5	6,4	19,4	63,7	—	24,0	69,0	7,0	69,0
143	12,1	5,6	21,3	61,0	—	41,0	51,0	8,0	65,0
144	9,1	9,6	14,2	67,1	—	80,0	11,0	9,0	53,0
145	13,8	2,8	26,6	56,8	8,0	27,0	65,0	—	85,7
146	11,6	6,4	19,5	62,5	—	50,0	39,0	11,0	75,3

пространены по всему железорудному поясу более или менее равномерно. Это самостоятельные тела, магма которых «происходит с больших глубин, нежели подошва тех интрузивных массивов, в которых залегают дайки» [62].

К такому же выводу пришел Х. М. Абдуллаев [3], рассматривающий дайки диабазовых порфиритов как самостоятельные образования,

не связанные с рудоносными интрузивами. Интересно то, что эти дайки из разных рудных районов по структуре и составу очень сходны.

О генетической природе диабазовых порфиритов имеется и другое мнение. В. А. Заварицкий рассматривает их, например в Качарском месторождении, как эффузивные породы. Он считает, что миндалекаменные текстуры и типичные интерсертальные структуры не характерны для жильных пород основного состава. Мы не можем согласиться с этим. Подобного рода дайки широко распространены в месторождениях Горной Шории, описаны они и в литературе. Что же касается структуры этих пород, то она и в эффузивных, и в жильных телах может быть совершенно одинаковой и, следовательно, не определяет характер залегания пород.

Макроскопически диабазовые порфириты представляются темно-зелеными, почти черными. На фоне основной массы выделяются редкие призмочки плагиоклаза; вкрапленники пироксена, имея небольшие размеры, обнаруживаются только под микроскопом. Они слагают около 25% породы. Короткопризматические кристаллы пироксена в шлифах бесцветны или слабо зеленоваты. Оптические константы его следующие: $cNg=48-50^\circ$; $2V=56-59^\circ$; по ним пироксен относится к авгиту. Местами он образует гломеропорфировые сростки, отдельные индивиды их серпентинизированы, хлоритизированы или замещены кальцитом и актинолитом.

Плагиоклаз в порфириновых выделениях редок. Таблитчатые кристаллы его иногда обнаруживают неотчетливо выраженную зональность, подчеркиваемую избирательным развитием серицита. Состав плагиоклаза во вкрапленниках № 80—82.

Основная масса диабазовых порфиритов долеритовая, но встречаются разновидности, в которых структура принимает вид офитовой и пилотакситовой. Плагиоклаз, слагающий до 60% породы, представлен хорошо образованными лейстами, нередко сложенными в двойники. В интерстициях лейст плагиоклаза располагаются изометричные зерна пироксена или продукты его разложения — хлорит, актинолит, кальцит — и идиоморфные зерна рудного минерала. Последний постоянно в виде точечных выделений густо усеивает основную массу, при этом

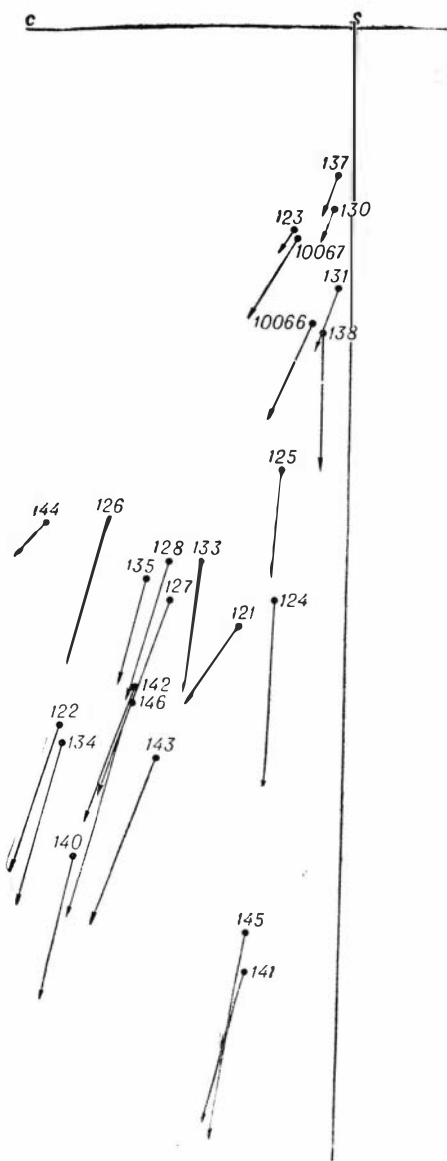
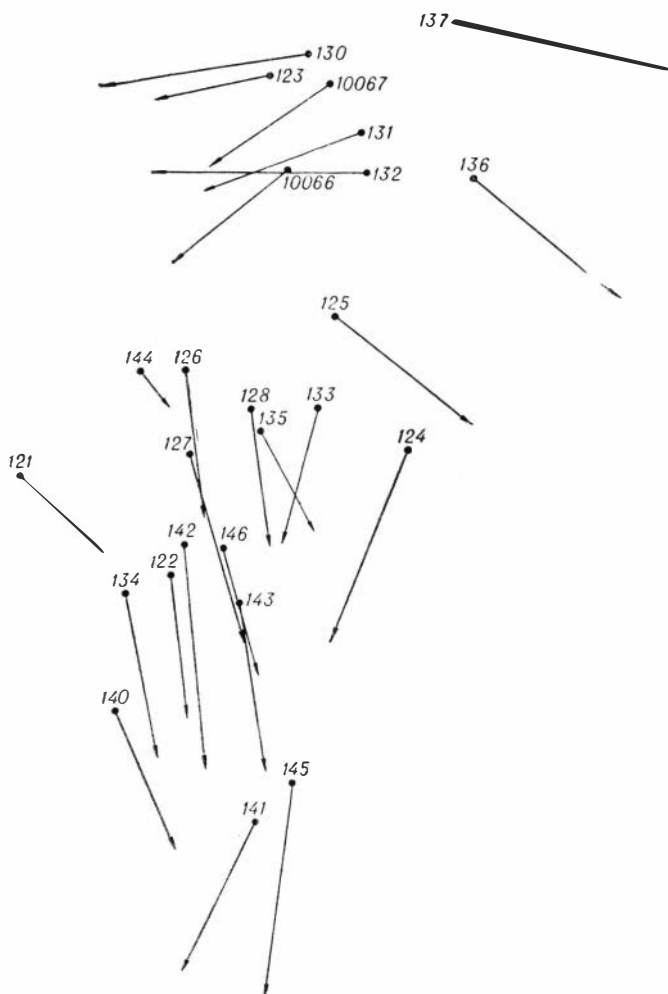


Рис. 8. Вариационная диаграмма химического состава дайкового комплекса.



разъедает не только пироксен, но и лейсты плагиоклаза, вследствие чего они приобретают зубчатые очертания. Интенсивно развивается в некоторых дайках кальцит, он замещает в первую очередь плагиоклаз и пироксен основной массы. Обычен в дайках также натровый метасоматоз, обусловивший появление на месте основных плагиоклазов альбита. Химический состав диабазовых порфиритов приведен в табл. 16.

Петрохимические особенности дайковых пород

1. Подобно эффузивным и интрузивным образованиям породы дайкового комплекса характеризуются несколько повышенной щелочностью и во всех случаях заметным преобладанием натрия над калием. Увели-

чение щелочности, как видно на приведенной диаграмме (рис. 8), происходит в направлении от основных пород к кислым.

2. Среднее значение параметра c , отражающего известковистость пород, в анализированных образцах несколько ниже, чем в соответствующих породах стандартного ряда. Особенно резко падает содержание извести в гранит-порфирах.

3. Фемическая составная часть дайкового комплекса также несколько уклоняется в сторону уменьшения по сравнению со средними значениями пород по Дэли. Особенно резко понижается содержание железа и магния в кислых породах.

4. Дайки среднего и основного состава относятся к породам нормального ряда. Резко пересыщены глиноземом только породы кислого состава — гранит-порфиры. Среднее значение в них параметра a' (53,0) в 3,5 раза выше соответствующего параметра среднего типа гранитов (15,0) по Дэли.

ОКОЛУРУДНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ

Метаморфические породы, пространственно тяготеющие к зонам оруденения и обязанные своим происхождением тем же эндогенным процессам, что и руды, мы называем околорудными метасоматитами. Эти породы образуются в результате реакционного взаимодействия растворов с породами любого состава при обязательном привносе одних и выносе других компонентов. В отличие от пород регионального метаморфизма рассматриваемые нами метасоматиты развиваются локально, обычно только в зонах контактов с интрузивами и реже в некотором удалении от них. Большое разнообразие метасоматитов, которое устанавливается буквально в каждом рудном поле, обусловлено различным составом исходных пород, инертные компоненты которых определяют состав метасоматитов, индивидуальностью минерализующих растворов и изменением в процессе метаморфизма термодинамических условий, в частности постоянным снижением температуры. Вместе с тем глубина формирования месторождений и давление, играющие, как известно, важную роль при региональном метаморфизме, здесь практически одинаковы для всех месторождений, а если и имеются колебания глубин, то они столь незначительны, что по существу не оказывают влияния на устойчивость парагенетических минеральных ассоциаций.

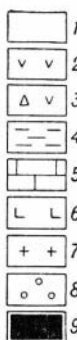
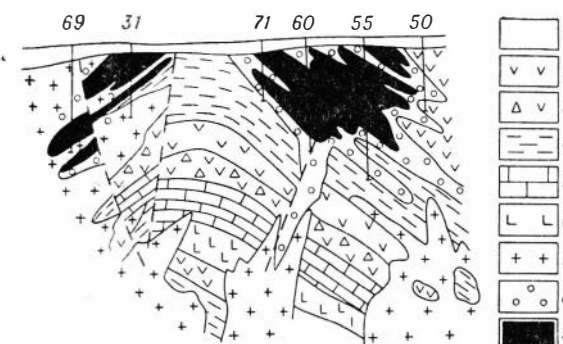
Метасоматические процессы начинают проявляться еще в магматическую стадию, но особенно интенсивно они развиваются в послемагматический этап, когда возникают мощные зоны скарнов, апоскарновых пород и оруденение.

Для метасоматических явлений весьма характерны отчетливо выраженные признаки телескопирования, проявляющиеся в наложении одних, обычно более низкотемпературных, парагенетических ассоциаций на другие, более высокотемпературные. Такая стадийность минерализации в общем случае определяется режимом щелочности и кислотности растворов [71, 74] в связи с понижением температуры.

В месторождениях Тургая метасоматические и собственно метаморфические процессы тесно связаны между собой, и, естественно, мы рассматриваем их вместе. Описание главных типов метасоматитов приводится в порядке их образования, при этом количественная сторона привноса и выноса компонентов рассмотрена в другом разделе при характеристике стадий минерализации.

Роговики. Ороговикование осадочно-вулканогенных пород широко проявилось во многих магнетитовых месторождениях (Сарбай, Соколовка, Бенкала, Адаевка и др.) в контактовом ореоле с гипабиссальными интрузивами. Небольшие субвулканические залежи и дайки, как правило, не вызывают роговиковой перекристаллизации вмещающих пород, что связано с недостаточным их прогревом.

Надо заметить, что и около гипабиссальных тел процесс роговиковой перекристаллизации проявляется неодинаково. Наиболее интенсивно контактовый метаморфизм осуществлялся на фронте движения магматического расплава. Например, в Бенкалинском месторождении мощная



толща подстилающих пород восточного участка рудной зоны, расположенная непосредственно над интрузивом (рис. 9), полностью ороговикована, в то время как на флангах таких крупных интрузивов, как Соколовский, Сарбайский и другие, роговики слагают узкую зону, а местами практически не отмечаются совсем. Все это свидетельствует о том, что перекристаллизация вызывается не только значительным прогревом вмещающих интрузию пород, что, конечно, необходимо, но и активным воз-

Рис. 9. Схематический разрез Бенкалинского месторождения.

1 — мезокайнозойские отложения; 2 — андезитовые порфириты; 3 — туфы среднего состава; 4 — туффины; 5 — известняки; 6 — диабазовые порфириты; 7 — диориты; 8 — скарны; 9 — магнетитовые руды.

действием потоков сквозь магматических растворов, которые в нашем случае устремлялись в направлении движения расплава, несколько опережая его. На флангах интрузии фильтрация таких потоков, по-видимому, была слабой, чем в сущности и объясняется здесь незначительная степень ороговикования вмещающих пород.

Вместе с тем в ряде рудных полей, например Качарском, Куржункульском и других, отдельными блоками среди эффузивов и туфов отмечаются перекристаллизованные пироксен-плагиоклазовые породы, очень сходные с контактными роговиками, хотя они пространственно совершенно не связаны с интрузивами. Эти породы приурочены к зонам дробления вулканитов и, конечно, не являются роговиками в точном понимании этого термина. Они возникают в условиях прогрева исходных толщ высокотемпературными растворами, вызывающими роговиковоподобную перекристаллизацию эффузивов и туфов. При этом процессе подвижны только магний и натрий, другие же компоненты — Si, Al, Fe — остаются инертными. Процесс ороговикования и в контактовых ореолах сопровождался инфильтрационным метасоматозом, однако привнос и вынос компонентов были весьма ограниченными.

Роговики возникли в условиях прогрессивной стадии метаморфизма, что доказывается наличием псевдоморфоз пироксена по амфиболу и появлением в роговиках довольно многочисленных мелких апофиз габброидиоритов (Елтайское рудное поле) и диоритов (Бенкала), не обнаруживающих сколько-нибудь заметных изменений на контакте с роговиками.

Процесс ороговикования был весьма длительным и, вероятно, не ограничивался только магматической стадией. Он продолжался и после раскристаллизации интрузии, в послемагматический этап. Однако подразделен в каждом конкретном случае роговики по стадиям невозможно, так как этот процесс в Тургайских месторождениях протекал непрерывно. Ороговикованию, несмотря на близость интрузива, подвергались не все породы в одинаковой мере. Наиболее легко и полно перекристаллизовывались глинистые и карбонатно-глинистые сланцы, туффиты, несколько хуже туфы, неблагоприятны в этом отношении эффузивы. Последние обнаруживают ороговикование, но оно почти всегда ограничивается только перекристаллизацией основной массы, вкрапленники плагиоклаза в основном сохраняются, а роговой обманки переходят в пироксен.

По текстурным признакам выделяются два пространственно тесно связанные типа роговики: полосчатые и массивные. Эти различия текстур обусловлены природой исходных пород и в преобладающем числе случаев оказываются унаследованными.

Роговики всех месторождений характеризуются тонкозернистым строением и значительной твердостью. Окраска роговики серая, темно-серая, обусловлена присутствием пироксена, амфибола и биотита.

По минеральному составу выделяются следующие разновидности роговики: 1) пироксен-плагиоклазовые; 2) пироксен-плагиоклаз-роговообманковые; 3) плагиоклаз-роговообманковые; 4) плагиоклаз-роговообманково-биотитовые; 5) плагиоклаз-биотитовые; 6) плагиоклаз-кварцевые; 7) плагиоклаз-биотит-гиперстен-кордиеритовые.

Согласно классификации П. Эскола [154] и Ф. Тернера [136], роговики Тургая относятся к пироксен-роговиковой и амфибол-роговиковой фациям.

Присутствие в роговиках значительного количества одновременно устойчивых минералов: плагиоклаз + диопсид + роговая обманка + кварц + магнетит свидетельствует о далеко не полной подвижности щелочных металлов и особенно калия. В противоположность этому магний и частично железо в роговиковую ступень равновесия были подвижны. Для роговики Тургая не характерны шпинель, андалузит и кордиерит, т. е. минералы с избыточным глиноземом.

Пироксен-плагиоклазовые роговики среди других разновидностей заметно преобладают. В Сарбайском месторождении довольно мощная толща (до 80 м) полосчатых пироксен-плагиоклазовых роговики прослеживается в лежащем боку восточной рудной залежи; в Соколовском — аналогичные роговики протягиваются почти в меридиональном направлении вдоль западного контакта интрузива диоритовых порфириров. В обоих случаях роговики по простиранию и падению сменяются туффитами и карбонатно-глинистыми сланцами. Массивные пироксен-плагиоклазовые роговики, образованные по основным и частью средним эффузивам, широко представлены в контактовом ореоле габбро-диоритов Алешинского месторождения.

Названные роговики, кроме основных минералов (пироксена и плагиоклаза), нередко содержат примесь роговой обманки, биотита и кварца, иногда волластонита. В данной ассоциации изредка появляется гранат; он возникает несколько позже пироксена и плагиоклаза. По мнению Д. С. Коржинского [68], образование граната при малой подвижности щелочей неблагоприятно, поскольку идет выделение значительного количества углекислоты. Вместе с тем даже при высоком давлении CO_2 из карбонатов устойчив только кальцит и то в ассоциациях, недосыщенных кремнеземом.

В Бенкалинском месторождении в непосредственном контакте с кварцевыми диоритами роговики содержат ортоклаз, который, как и в интрузивных породах, располагается в виде цемента среди других минералов. В участках, где его довольно много, плагиоклаз перекристаллизовывается и приобретает призматические очертания.

Пироксен представлен мелкими изометричными зернами, нередко образующими обособленные участки. Выделяются две разновидности пироксена: 1) бесцветный, близкий к диопсиду ($N_g = 1,708$, $N_p = 1,676$; $+2V = 58-56^\circ$) и 2) зеленый, плеохроирующий от зеленого по N_g до серого по N_p и содержащий повышенное относительно первого количество окисножелезного компонента ($N_g = 1,726-1,730$, $N_p = 1,696-1,702$; $+2V = 46-48^\circ$).

Различное, но почти всегда небольшое содержание в роговиковом пироксене геденбергитовой молекулы указывает на неполную подвижность железа. Широкие интервалы изоморфизма Fe — Mg наряду с простыми минеральными ассоциациями весьма характерны для пироксеновых роговинок [136].

В роговиках чаще всего бывает примерно равное количество пироксена и плагиоклаза, но нередки случаи, когда одни из них резко преобладают, что, по-видимому, зависит от особенностей состава исходных пород и в первую очередь от соотношения в эту ступень равновесия инертных компонентов: $CaO : Al_2O_3 : SiO_2$. Так, в карбонатно-глинистых сланцах кальцитовые прослои заместились почти мономинеральными агрегатами пироксена, а обогащенные алюмосиликатным материалом — плагиоклазом, в меньшей мере другими минералами.

Плагиоклаз в роговиках подобно пироксену представлен мелкими (от сотых долей миллиметра до 0,1—0,2 мм) изометричными зернами. Состав плагиоклаза в роговиках изменчив, содержание в нем анортитовой молекулы колеблется в широких пределах: от 8 до 30% и реже поднимается даже до 48%.

Непостоянство состава плагиоклаза в роговиках служит одним из доказательств осадочного происхождения первичных пород, по которым возникли роговики. В то же время это подтверждает высказанное предположение об инертном поведении CaO , Al_2O_3 , SiO_2 .

В пироксеновых роговиках постоянно небольшая примесь роговой обманки и биотита в виде отдельных зерен или небольших скоплений. Равновесная ассоциация минералов изображена на диаграмме состав-парагенезис (рис. 10).

Пироксеновые роговики, как, впрочем, и все другие их разновидности, в зоне оруденения подвергаются скарнированию, скаполитизации, частичному замещению рудами, эпидотизации.

Пироксен-плагиоклаз-роговообманковые роговики пространственно тесно связаны с другими разновидностями. Они представляют переходную зону к фации роговообманковых роговинок. От пироксен-плагиоклазовых роговинок отличаются широким развитием роговой обманки и значительным содержанием биотита.

Все другие особенности, которые приведены нами для пироксен-плагиоклазовых роговинок, присущи и этой разновидности, поэтому нет необходимости повторять их описание. Остановимся только на характеристике роговой обманки, представленной изометричными или несколько вытянутыми кристаллами, изредка достигающими 0,5—0,7 мм в длину; обычно же зерна ее измеряются сотыми и реже десятными долями миллиметра.

В шлифах она плеохроирует: N_g — зеленый, буровато-зеленый, N_p — серый, бледно-зеленый. Угол погасания $cN_g = 19-26^\circ$; показатель

преломления, измеренные в иммерсионных жидкостях, колеблются: $N_g = 1,682-1,671$; $N_p = 1,660-1,651$; $N_g - N_p = 0,025-0,019$; $2V = 64-78^\circ$.

Исследования показывают, что роговая обманка при высоких температурах устойчива и может находиться в равновесии с пироксеном. Поэтому появление в ассоциации с плагиоклазом роговой обманки или пироксена обусловлено не температурой, а химическими условиями, в частности повышением отношений $(Mg-Fe) : Ca$ и $Fe : Mg$, способствующих образованию амфибола вместо клинопироксена [68]. Равновесная парагенетическая ассоциация для этой разновидности роговиков уже несколько иная (рис. 11). Магний и железо здесь ведут себя инертно.

Плагиоклаз-роговообманковые роговики не содержат пироксена. Цветной минерал представлен здесь только роговой обман-

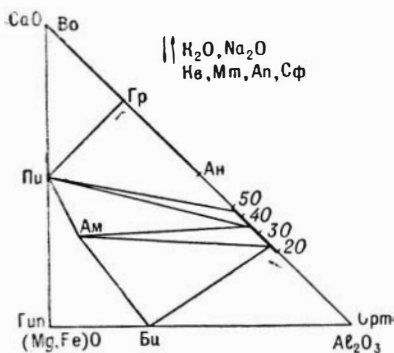


Рис. 10. Диаграмма состав-парагенезис пироксен-плагиоклазовых роговиков.

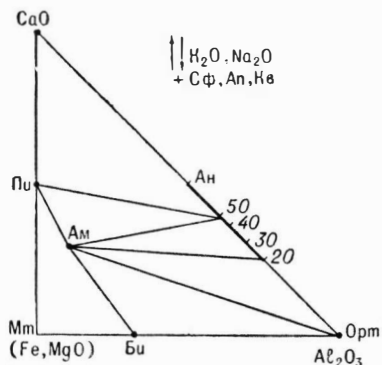


Рис. 11. Диаграмма состав-парагенезис пироксен-плагиоклазовых роговиков.

кой, характеристика которой приведена выше. Данные роговики располагаются во внешней зоне контакта (Бенкалинское месторождение), отделяясь от интрузива зоной пироксеновых роговиков. По-видимому, эта фация менее высокотемпературна, хотя «случаи сохранения роговообманковых роговиков в самой внутренней зоне ореола, в непосредственном контакте с гранитом или гранодиоритом, показывают, что температуры в фации роговообманковых роговиков приближаются к нижнему пределу магматических температур» [133].

Розенквист (Rosenqvist) нашел возможным провести границу между фациями пироксеновых и амфиболовых роговиков по температуре инверсии низкотемпературного плагиоклаза в высокотемпературный — около 700° . Однако Ф. Тернер [133] не соглашается с этим, так как в данном случае учитывается только температура и не принимается во внимание давление. Кроме того, он считает, что оптические определения высоко- и низкотемпературных плагиоклазов еще не совершенны и могут привести к серьезным ошибкам.

Геологическое положение рассматриваемых роговиков показывает, что они подобно пироксеновым роговикам являются образованиями высокотемпературными, и их пространственное положение, как нам представляется, обусловлено скорее всего не столько температурой, сколько концентрацией в системе магния, железа, кальция и несколько повышенным локально давлением.

Плагиоклаз-роговообманково-биотитовые роговики и характеризуются присутствием большого количества (до 20—25%)

биотита, листочки которого, располагаясь субпараллельно, придают породе отчетливо сланцеватый вид. Эти роговики возникли на месте тонкослоистых туффигов, обогащенных пепловым материалом.

Плагиоклаз-биотитовые роговики. Тонкими полосами они прослеживаются в ядре антиклинали Бенкалинского месторождения и в непосредственном контакте с интрузивом — в Адаевском рудном поле. Макроскопически эти роговики более темные, чем все другие разновидности, и более рассланцованы благодаря субпараллельному расположению в них биотита.

В шлифах, кроме биотита, всегда устанавливаются олигоклаз в виде мелких изометричных зернышек, как примесь — роговая обманка и в узкой зоне контакта с интрузивами — ортоклаз. Эта минеральная ассоциация возникла в условиях относительно высокой подвижности калия. В целом же для роговиковой ступени равновесия, как уже отмечалось, характерна неполная подвижность щелочей.

Биотит под микроскопом зеленовато-бурый. Сложен тонкими длинными листочками. Нередко такие листочки, располагаясь субпараллельно, как бы огибают зерна плагиоклаза. Между тем встречаются участки в роговиках, где биотит концентрируется обособленными гнездами без какой-либо видимой ориентировки. Светопреломление биотита по $N_{\text{пл}}$ около 1,645, что указывает на нормальную его железистость, равную примерно 45—48%. Роговая обманка присутствует здесь в виде единичных зерен. Оптические свойства ее аналогичны роговой обманке из других разновидностей роговигов.

Плагиоклаз-биотит-кордиеритовые роговики — большая редкость в контактовых зонах гипабиссальных интрузивов Сарбай-Соколовского комплекса. Они встречены пока только в районе Бенкалинского и Соколовского месторождений. Внешне это темные, плотные, с заметной сланцеватостью породы, нечетко обособляющиеся среди других разновидностей роговигов. От фации пироксеновых роговигов рассматриваемая разновидность отличается прежде всего значительным присутствием биотита, обладающего несколько повышенной железистостью ($N_{\text{м}} = 1,650—1,656$, что соответствует железистости 54—58 молекулярных процентов), и появлением здесь кордиерита, свидетельствующего о неполной подвижности калия. Кордиерит представлен мелкими изометричными зернами, в которых иногда удается уловить едва заметный плеохроизм. Оптические свойства кордиерита ($N_{\text{г}} = 1,548—1,654$; $N_{\text{р}} = 1,540—1,544$; $-2V = 48—50^\circ$) показывают, что состав его несколько меняется.

Плагиоклаз, составляющий до 60% объема породы, представлен здесь андезином № 37—45. Характерно, что кислый плагиоклаз и калиевый полевой шпат в этой разновидности роговигов не встречаются.

Плагиоклаз-кварцевые роговики. Особенности этих пород — довольно однообразный их состав. Цветные минералы встречаются спорадически и в единичных случаях.

Под микроскопом в шлифах наряду с мелкими изометричными зернами кварца и олигоклаза, содержащего мелкую сыпь магнетита, встречаются более крупные порфиробласты олигоклаз-андезина. Последние являются реликтовыми, сохранившимися при процессах роговиковой перекристаллизации порфириновых пород, вероятно, кислого состава. Отсутствие в этой разновидности роговигов пироксена свидетельствует о полной инертности кальция и кремния.

Химический состав рассмотренных нами разновидностей роговигов почти идентичен составу исходных пород, по которым роговики образовались.

Контактные альбититы. В Елтайском и Бенкалинском рудных полях развиты весьма своеобразные альбитовые метасоматиты, примыкающие в виде неширокой прерывистой полосы к интрузивам. Изучение показало, что первично это были андезитовые порфириды и в меньшей мере кристаллокластические туфы среднего состава. В результате натрового метасоматоза названные породы оказались полностью альбитизированными и перекристаллизованными с образованием типичных для метасоматитов гранобластовых структур.

Расположенные в контакте с альбититами габбро-диориты и диориты или не изменены почти совершенно, или в незначительной степени хлоритизированы и эпидотизированы. По крайней мере в них нет столь четко проявившихся явлений альбитизации. Этот факт, а именно резко выраженный контраст в развитии натрового метасоматоза, не может быть объяснен с позиций так называемого избирательного послемагматического замещения. В таком случае в равной мере должны были бы замещаться альбитом и плагиоклазы интрузивных пород.

С другой стороны, предположение о том, что альбитизация связана с процессами регионального метаморфизма и не имеет причинной зависимости от становления контактирующих с ними интрузивов, несостоятельно хотя бы потому, что в некотором удалении от контакта с габбро-диоритами и диоритами на продолжении этой же осадочно-эффузивной полосы порфириды и туфы мало альбитизированы.

Сопоставляя, таким образом, все имеющиеся факты, мы приходим к выводу, что развитие натрового метасоматоза связано с действием «щелочной волны» в магматическую стадию становления интрузий. Д. С. Коржинский [69] связывает такие явления со сквозьмагматическими растворами.

Альбититы развиты локально, и их взаимоотношения с другими метаморфическими породами магматической стадии, например с роговиками, остались невыясненными.

МЕТАСОМАТИТЫ ПОСЛЕМАГМАТИЧЕСКОГО ЭТАПА

В условиях регрессивного метаморфизма роль привноса и выноса компонентов значительно возрастает. Под влиянием послемагматических растворов породы разного состава интенсивно изменяются, и возникающие по ним метасоматиты не только не сохраняют черт первичного строения, но и значительно отличаются по составу. При этом компоненты исходных пород или же вытесняются полностью, что имеет место при образовании сплошных магнетитовых руд по известнякам и алюмосиликатным породам, или же частью сохраняются, как, например, при скарновом процессе, и входят в состав новых минералов.

Изменение состава раствора приводит к нарушению равновесия (раствор + минералы) и вызывает смену одной парагенетической ассоциации, которая при данных условиях становится неустойчивой, другой, более равновесной. Причем каждая парагенетическая ассоциация отделяется от другой ясно выраженными признаками замещения.

Надо заметить, что в контактово-метасоматических месторождениях деформационные перерывы, свидетельствующие, как известно, о пульсационном характере поступления растворов и являющиеся одним из основных критериев стадийности минералообразования, не выступают так отчетливо, как в гидротермальных жильных месторождениях. Процессы метасоматоза здесь идут фронтально, охватывая, как правило, значительные массы горных пород. Поэтому смену парагенетических

ассоциаций во времени приходится определять больше всего по микроструктурным соотношениям, в частности по замещению одних минералов другими. Что же касается жильных и прожилковых выделений, то они проявляются обычно в средне- и особенно в низкотемпературные стадии метасоматоза. Возможно, что наложение прожилковых образований и свидетельствует о кратковременных деформационных перерывах, но в целом у нас нет оснований разделять единый процесс минерализации значительными перерывами.

Тектонические подвижки, выразившиеся в появлении различного рода трещиноватых зон, вероятно, служили не только путями циркуляции растворов, но и в известной мере определяли локализацию метасоматитов. Каждая парагенетическая ассоциация развивалась как по ранее образованным метасоматитам, так и непосредственно по первичным породам. По мнению Д. С. Коржинского, изменение режима щелочности — кислотности послемагматических растворов связано с понижением температуры. Однако было бы недостаточным объяснять причину эволюции растворов только спадом температуры. Состав растворов во многом зависит от условий продвижения, от расстояния до очага и характера пород, через которые растворы проходят и с которыми они взаимодействуют. Только сочетанием этих и многих других факторов можно объяснить появление при близких температурных условиях на месте, скажем, известняков и алюмосиликатных пород либо сходных, либо совершенно различных по составу метасоматитов. И все же, несмотря на разнообразие метасоматитов, общая последовательность их образования в рудных полях Тургая и в других рудных провинциях удивительно сходная.

В послемагматический этап происходило образование альбитовых и скаполитовых метасоматитов, известковых скарнов, магнетитовых руд и апоскарновых средне- и низкотемпературных метасоматитов.

Альбитовые метасоматиты. Наиболее ранним послемагматическим процессом в ряде месторождений Тургая является щелочной (натриевый) метасоматоз, вызывающий околорудную альбитизацию вулканогенных и интрузивных пород. Альбитизация обычно распространена более широким ореолом, чем собственно скарны и оруденение, образуя внешнюю околорудную зону*. Характерный признак высокотемпературных метасоматитов — тесный парагенезис альбита с диопсидом и отсутствие в этой равновесной ассоциации эпидота и актинолита, т. е. минералов среднетемпературной фации, которая, кстати сказать, пользуется более широким распространением в рудных полях Тургая.

Высокотемпературный натриевый метасоматоз в околорудных алюмосиликатных породах проявился весьма неравномерно, отдельными «блоками» и гнездами, что связано, по-видимому, с различной проницаемостью исходных пород. Однако в общем случае наиболее интенсивно этот процесс протекал в контактовом ореоле интрузивов, где отдельные участки полевошпатовых пород, в том числе и апикальные части интрузивов, оказались нацело альбитизированными.

С удалением от контакта метасоматоз заметно ослабевал и происходила лишь частичная деанортитизация плагиоклазов. Кальций, освобожденный при разложении анортитовой молекулы, расходовался на образование диопсида. Щелочной метасоматоз не вызывал коренной перестройки первичной структуры полевошпатовых пород, в некоторой мере изменялись только основная масса эффузивов и цемент в туфах

* Процессы натрового метасоматоза магматического и послемагматического этапа очень сходны, и поэтому их разделение делается в некоторой мере условно.

за счет появления здесь мелкозернистых агрегатов пироксена. Альбит развивался главным образом псевдоморфно.

В отдельных случаях процесс альбитизации порфириров и туфов (Качарское, Соколовское и другие месторождения), туффитов (Сарбай), а также апикальных частей интрузивов (Сарбай, Соколовка) сопровождался разложением цветных минералов и выносом входящих в их состав железа и магния, т. е. происходил процесс осветления первичных пород. Такие породы широко представлены не только в Тургае, но и в других рудных провинциях; например, на Урале они детально описаны Л. Н. Овчинниковым [101]. Однако нередко при альбитизации выносилось только железо, магний оставался на месте и входил в состав днOPSISидоокислородных диопсид-плагноклазовых пород. Все это свидетельствует о том, что в раннещелочную стадию метасоматоза алюминий, кальций и кремний вели себя инертно, а железо и магний обладали некоторой подвижностью.

Этот вывод справедлив не для всех случаев метасоматоза. Например, в Качарском месторождении при альбитизации кварцевых порфиров происходил значительный вынос кремния и калия и привнос магния, кальция и частично железа (см. ниже табл. 28). В результате возникали пироксен-альбитовые метасоматиты, совершенно не сохранившие первичной структуры, но весьма сходные по строению с роговиками. Железо и магний в данном случае скорее всего заимствовались из вмещающих рядом расположенных порфириров и туфов, альбитизация которых, как было сказано, сопровождалась выносом этих элементов. Такое местное перераспределение или, иначе говоря, выравнивание концентрации железа, магния, отчасти кремния и кальция осуществлялось в зоне метасоматоза диффузионным путем без привноса их минерализующими растворами. Этого нельзя сказать о натрии. Судя по данным химических анализов (см. ниже табл. 25, 26), при альбитизации различных пород количество натрия в них заметно увеличивается, в то же время содержание калия или убывает, или сохраняется (реже) примерно в тех же количествах.

В целом суммарное содержание щелочей в породах при натровом метасоматозе заметно возрастает, что дает основание говорить о привносе натрия минерализующими растворами.

Несколько иного типа альбитизация отмечалась нами в некоторых эффузивах Качарского и Куржункульского рудных полей. Отдельные покровы андезитовых порфириров, расположенные среди других сходных с ними по составу эффузивов и туфов, оказались альбитизированными более или менее равномерно по всей толще. Альбитизация в них не затухает с удалением от рудной зоны, она прослеживается с той же степенью интенсивности за пределами рудных полей. В то же время расположенные стратиграфически выше и ниже их эффузивы и туфы альбитизированы несравненно меньше. Все это наводит на мысль, что альбитизация данных пород осуществлялась автометаморфически подобно тому, как это происходит сейчас в районах активного вулканизма.

Как отмечалось, натровый метасоматоз характерен не только для высокотемпературной стадии, он фиксируется при средних и низких температурах. Однако подвижность компонентов, а следовательно, и равновесные парагенетические ассоциации в последних совершенно иные.

Калиевый метасоматоз в противоположность натриевому проявился в рудных полях Тургай ограниченно. Он выразился в биотитизации темноцветных минералов интрузивных пород Соколовско-Сарбайского, Адаевского и Качарского рудных полей. Многие исследователи [69, 45] считают этот процесс автометасоматическим.

Скаполитовые метасоматиты. Пространственно эти породы тесно связаны с магнетитовыми рудами. Они прослеживаются в виде различной формы обособлений по периферии или даже внутри рудных тел. В большинстве своем скаполитовые метасоматиты возникают в приконтактовой зоне интрузивных пород и вмещающих оруденение эффузивов или туфов. Так, на Соколовском месторождении названные породы сконцентрированы в основном на двух рудных участках — южном и центральном. На южном участке скаполитовые метасоматиты слагают лежащий бок рудной залежи, причем с небольшими перерывами скаполитовые метасоматиты прослеживаются под рудами на глубину около 350 м. Еще более мощная (около 600 м) полоса этих пород фиксируется на центральном участке вдоль западного контакта рудной залежи с осадочно-вулканогенной толщей. Скаполит развивался здесь по диабазовым и андезитовым порфиритам и туфам.

Аналогичное пространственное положение занимают скаполитовые метасоматиты в Сарбайском месторождении. По данным Г. А. Соколова и С. М. Прохоровой, основная масса скаполитовых метасоматитов сконцентрирована в восточной и юго-восточной рудных залежах в промежуточной зоне между диоритовыми порфиритами и скарново-рудными телами.

В Алешинском рудном поле интенсивной скаполитизации подверглись диабазовые и андезитовые порфириты, дайки габбро-диабазов и примыкающая непосредственно к рудной зоне часть гипабиссального габбро-диоритового интрузива. Основная масса скаполитовых метасоматитов здесь сконцентрирована над рудами.

Примером развития скаполитовых метасоматитов вне видимой связи с интрузивом служит Качарское месторождение. Мощные зоны скаполитовых метасоматитов, достигающие здесь нескольких сот метров, образованы в основном на месте слоистых туфов, туффитов и эффузивов кислого, среднего и основного состава. В этом месторождении скаполитовые породы — основные метасоматиты, по которым в значительной мере развивалось магнетитовое оруденение. Наиболее интенсивно скаполитизация проявилась в верхней части рудной зоны, с глубиной она заметно уменьшается. На больших глубинах, например, в северо-западном участке месторождения появляются гранатовые скарны. Последние, однако, присутствуют в месторождении в совершенно подчиненном количестве.

В районе Елтайских месторождений скаполитовые метасоматиты встречены внутри интрузива габбро-диоритов, они как будто бы не связаны с процессами оруденения и располагаются в некотором удалении от скарноворудных тел, размещенных в осадочно-вулканогенной толще [43]. В противоположность этому в Давыдовском месторождении скаполитизация габбро-диоритов, диоритов и диоритовых порфиритов сопровождалась наложенным магнетитовым и титаномагнетитовым оруденением.

Таким образом, скаполитовые метасоматиты, как видно из приведенных примеров, пространственно бывают локализованы в разных участках рудной зоны, а иногда и вне ее. Положение этих метасоматитов в рудных полях определялось прежде всего наличием алюмосиликатных пород, основной составной частью которых являются плагноклазы. В известняках скаполит не встречается, что определенно указывает на инертное поведение алюминия и кремния. В свою очередь, интенсивность этого процесса и полнота преобразования первичных алюмосиликатных пород в зоне метасоматоза зависела от пористости и раздробленности последних.

Скаполитизация отмечается во всех крупных месторождениях Тургай, но наиболее широко проявилась только в северной части Главного рудного пояса, в южных месторождениях этот процесс не получил развития [43].

Скаполитовые метасоматиты не обнаруживают тесной связи со скарнами, хотя пространственное совмещение их участками отмечается в Алешинском и Соколовском месторождениях. В целом же устанавливается своеобразный антагонизм, выражающийся в том, что там, где интенсивно проявился хлорный метасоматоз, пироксеновые и особенно гранатовые скарны почти не образуются. Примеры этого известны не только в Тургае (Качар), но и в Алтае-Саянской горной области (Анзасс, Таят-Табратская группа месторождений). Скаполитизация по отношению к скарновому процессу более ранняя. Скаполит развивается в результате инфльтрационного галлодио-щелочного метасоматоза алюмосиликатных пород. По существу это «простой» метасоматоз [69], в котором участвуют только раствор и горная порода.

По геохимическим особенностям данный процесс скорее всего может быть сопоставлен с альбитизацией, но резко отличается от процесса скарнообразования. Учитывая все это, не совсем удачно называть скаполитовые метасоматиты «околоскарновыми породами» [68], тем более, что они часто со скарнами пространственно разобщены. Неправильно, нам кажется, относить скаполитовые метасоматиты и к скарнам [45], так как условия образования их различны. Скаполитовые породы можно называть скарнами в случае, если, как предлагает Л. Н. Овчинников [101], под этим термином «понимать все ассоциации первичных контактово-реакционных минералов, сопровождающих руды... и образующих с ними единые тела...». В понятие «скарн», как будет показано ниже, мы вкладываем более узкий смысл.

По внешнему виду скаполитовые метасоматиты довольно разнообразны. Подобно скарнам, они иногда бывают представлены крупнозернистыми минеральными агрегатами, но более всего это средне- или мелкозернистые светло-серые и зеленовато-серые породы массивного сложения. Изредка, правда, субпараллельное расположение кристаллов скаполита придает породе своеобразный полосчатый облик. Такие метасоматиты образованы по слонистым туффитам. В Качарском и Соколовском месторождениях нередко встречаются радиально-лучистые агрегаты скаполита, внешне сходные с турмалиновыми сланцами. Вместе со скаполитом, составляющим в среднем 70—90% объема породы, почти всегда можно видеть светло-зеленый пироксен, вкрапленность магнетита, пирита и реже скопления темно-бурого граната. Под микроскопом, кроме того, постоянно устанавливаются более поздние образования — актинолит, турмалин, апатит, хлорит, альбит, цеолиты, кальцит, иногда флогопит (Давыдовское и Соколовское месторождения) и пренит.

Скаполит образуется главным образом за счет полевых шпатов. На различных образцах породы можно проследить постепенное вытеснение этих минералов скаполитом. Начальная стадия замещения выражается в появлении среди полевошпатовой массы интрузивных пород, эффузивов, туфов, туффитов и роговиков небольших скоплений скаполита, которые по величине своих зерен едва различаются даже при сильных увеличениях микроскопа.

Нередко появлению скаполита в вулканитах предшествуют процесс образования тонкозернистого пироксена (диоксида) и перекристаллизация основной массы, которая становится очень похожей на роговиковую. Одновременно с пироксенизацией протекает щелочной метасоматоз, обуславливающий в конечном счете преобразование первично эффузив-

ных пород в пироксен-альбитовые метасоматиты. Последние, надо заметить, не всегда бывают пространственно связаны со скаполитовыми метасоматитами, порой они развиваются в разных участках рудной зоны.

Начальные моменты развития скаполита по эффузивам и туфам очень хорошо прослеживаются в рудной зоне Качарского месторождения. Здесь в узкой полосе (до 2—3 см) контакта вулканогенных пород и описываемых метасоматитов скаполит представлен мелкими едва раз-

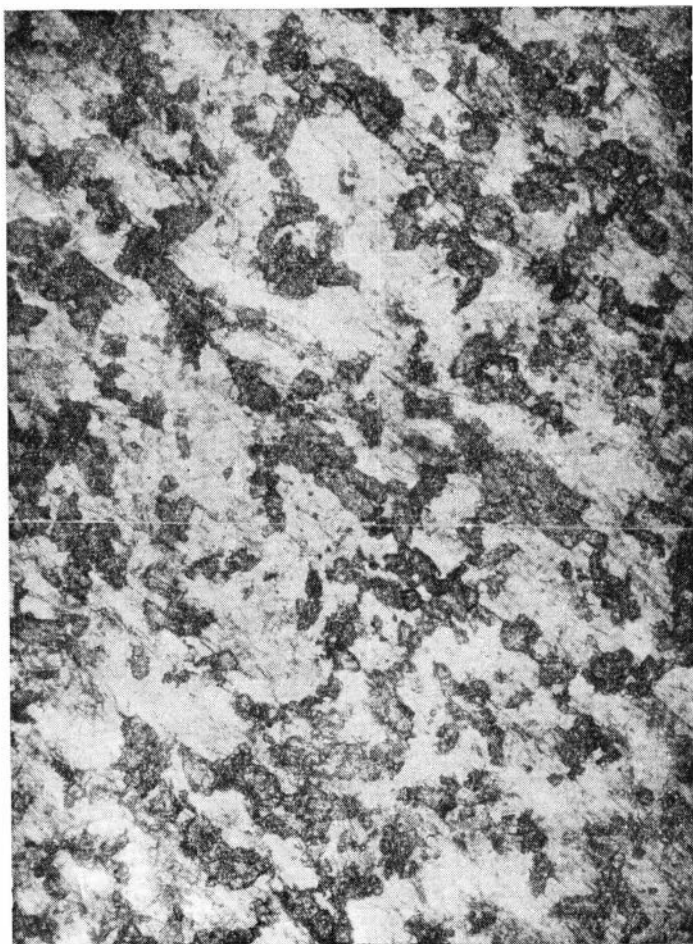


Рис. 12. Пойкилитовые включения пироксена в скаполите.

личными простым глазом игольчатыми кристаллами, агрегативные скопления которых в виде гнезд отмечаются и внутри вулканогенной толщи в некотором удалении от контакта. Эти мелкозернистые агрегаты быстро и довольно резко сменяются более крупнозернистыми скаполитовыми метасоматитами. По-видимому, в процессе метасоматоза мелкие зерна скаполита перекристаллизовываются и приобретают крупнопризматический габитус.

В эффузивных образованиях наиболее легко и полно замещается скаполитом основная масса, вкрапленники плагиоклаза нередко сохраняются в виде пойкилитовых включений. При этом включенный плагиоклаз в одних случаях имеет состав альбита, что свидетельствует о заме-

щени скаполитом альбитизированных пород, в других — сохраняет зональность и состав андезина или лабрадора. Последнее указывает на то, что скаполит развивался и по породам, не претерпевшим предварительно альбитизации. Развитие скаполита в пироксен-плагноклазовых роговиках идет спясть-таки за счет полевошпатовой массы, пироксен сохраняется в виде пойкилитовых включений в скаполите (рис. 12).

В рудных полях скаполитизация магматических пород проявляется неравномерно, по трещинам и зонам дробления. Нередко в скаполитовых метасоматитах сохраняются реликты исходных пород.

Состав скаполита более или менее постоянен. Это маршалит, содержащий 18—25% мейонитовой молекулы (табл. 17). Скаполитизации

Таблица 17

Состав скаполитов, образовавшихся по плагноклазам

Породы, подвергшиеся скаполитизации	Состав замещаемых плагноклазов	Оптические константы скаполита		Количество мейонитовой молекулы
		No	Ne	
Габбро-диориты, Елтайское рудное поле	Лабрадор № 52	1,558	1,544	36
Габбро-диориты, Алешинское месторождение	Лабрадор № 56	1,550	1,538	24
Роговообманковые диориты, Южно-Адаевское месторождение	Андезит № 46	1,549	1,537	23
Пироксеновые диоритовые порфириды, Куржункульское месторождение	Андезит № 48	1,546	1,536	19
Диабазовые порфириды, Соколовское месторождение	Лабрадор № 56	1,553	1,539	28
Диабазовые порфириды, Алешинское месторождение	Лабрадор № 58	1,548	1,537	22
Андезитовые порфириды, Качарское месторождение	Андезит № 44	1,550	1,539	24
Кварцевые порфиры, Качарское месторождение	Альбит № 5	1,548	1,538	22
Туффиты, Сарбайское месторождение	Олигоклаз № 28	1,545	1,537	18
Пироксен-плагноклазовые роговики, Бенкалинское месторождение	Олигоклаз № 23	1,548	1,539	22

подвергаются различные по составу полевошпатовые породы, и тем не менее при интенсивном метасоматозе состав скаполита оказывается более или менее одинаковым. Происходит как бы выравнивание концентрации основных компонентов во всей скаполитизированной толще, что, вероятно, связано с высоким химическим потенциалом хлора и натрия в послемагматических растворах. Хлорсодержащий скаполит не встречается в равновесии с основными и средними плагноклазами. В рассматриваемом случае метасоматоз протекает неравновесно, и состав возникающего скаполита совершенно не зависит от состава замещенных плагноклазов. Этим объясняется и отсутствие какой-либо корреляции между скаполитом и плагноклазами (рис. 13). Поэтому предложенные Д. С. Коржинским [69] и Т. Бартом [5] диаграммы равновесия плагноклаз + скаполит не применимы для минеральных ассоциаций Тургая. Неравновесное состояние скаполита и плагноклаза типично и для многих других месторождений (Таят-Табратская группа, Анзасс, г. Благодать и др.).

Д. С. Коржинский при изучении скаполитов в архейских породах Восточной Сибири установил, что «вместе с увеличением основности

плагноклаза возрастает и основность скаполита, причем во всех случаях скаполит является более основным, чем сосуществующий с ним плагноклаз; в среднем содержание ортосиликатовой молекулы в скаполитах примерно на 30% выше, чем в плагноклазах» (рис. 14). Несоответствие в составе плагноклаза и скаполита объясняется им подвижным поведением компонента SO_3 при нормальном метаморфизме, когда щелочи

почти инертны и SO_3 стоит в ряду подвижности выше щелочей. Однако, по мнению Д. С. Коржинского, концентрация SO_3 в растворах не достигала достаточно высокого уровня, что могло бы благоприятствовать появлению марналита.

Т. Барт рассматривает мейонит и марналит как низкотемпературные «модификации» анортита и альбита. Предложенная Т. Бартом [5] диаграмма (рис. 15), формально отождествленная с диаграммой плавкости плагноклазов, показывает, что плагноклаз устойчив при

более высоких температурах и что при охлаждении и воздействии на плагноклаз карбонатным раствором образуется кальциевый скаполит и натриевый плагноклаз, которые могут находиться при определенной

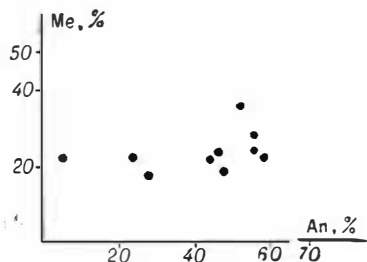


Рис. 13. Сопоставление составов плагноклазов и образующихся по ним скаполитов.

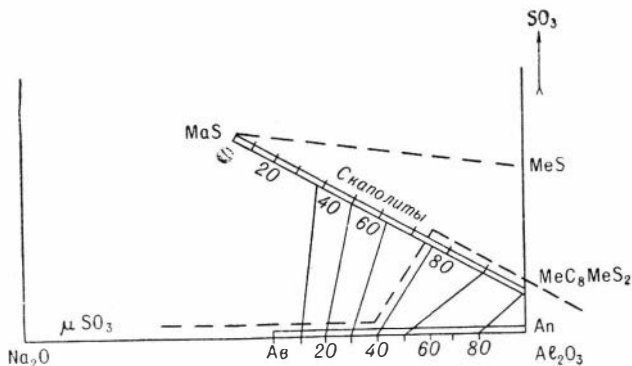


Рис. 14. Соотношение между плагноклазом и сульфат-скаполитом (по Д. С. Коржинскому).

температуре в равновесии. При постоянном снижении температуры может произойти полное превращение плагноклаза в скаполит, состав которого будет соответствовать составу исходного плагноклаза.

Из этой диаграммы нетрудно видеть, что разница между равновесными составами скаполита и плагноклаза, установленная Т. Бартом на основании изучения докембрия Южной Норвегии, примерно в два раза больше, чем в метаморфических породах Алдана.

Т. Барт, между прочим, указывает, что реакция



протекает при более высоких температурах, чем реакция

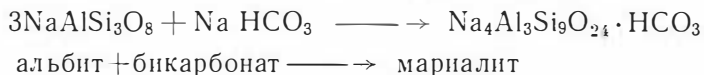


Диаграмма Т. Барта предполагает образование скаполита в условиях атмосферного давления. Между тем экспериментальные исследования У. Файфа и Дж. Тернера [136] показали, что реакция перехода плагноклаза в скаполит весьма чувствительна к давлению. Поля равновесных минеральных ассоциаций, как видно из диаграммы этих авторов (рис. 16), определяются, прежде всего P_{CO_2} и температурой, хотя сама диаграмма отстроена для низких парциальных давлений воды. По мнению авторов, на величину давления, необходимого для образования скаполита, может влиять присутствие углерода в четверной координатной.

К сожалению, Т. Барт не рассматривает реакции образования богатых галогенами скаполитов, которые, по мнению У. С. Файфа и Ф. Дж. Тернера, включают галогены либо в растворе, либо в газовой фазе и являются в целом более сложными.

Поле устойчивости хлор-скаполитов во многом зависит от отношения P_{H_2O}/P_{HCl} . При низких давлениях воды и высоких температурах галогениды обычно гидролизуются и галоген [136] перемещается как свободная кислота. Реакция гидролиза, как предполагается, протекает при температурах примерно до 700° . Ниже этого значения становится

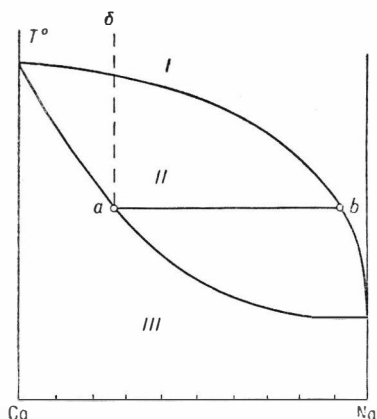


Рис. 15. Равновесие скаполит-плагноклаз (по Т. Барту).

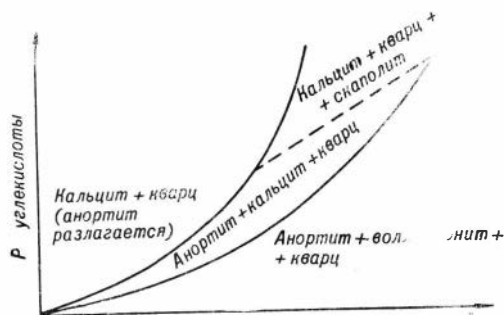


Рис. 16. Поле устойчивости скаполита в системе при низком парциальном давлении воды (по У. Файфу и Дж. Тернеру).

возможной кристаллизацией хлор-скаполита. Однако в конкретных условиях степень гидролиза, а вместе с тем и образование скаполитов каждый раз регулируется отношением P_{H_2O}/P_{HCl} , так что верхний предел температур, определяющий фиксацию галогена, постепенный.

На высокотемпературный характер растворов, участвующих в образовании скаполитов Тургая, указывают постоянно отмечающиеся в них первично газовые включения. Результаты измерений температуры гомогенизации включений приведены в следующей главе. По мнению Ю. А. Долгова, такие включения характеризуют области надкритических температур. О высокой температуре образования скаполита и сравнительно невысоком P_{H_2O} свидетельствует парагенезис его с пироксеном и отсутствие равновесной ассоциации «скаполит + роговая обманка».

Устойчивой парагенетической ассоциацией в Тургайских месторождениях является скаполит + пироксен. Для Бенкалинского месторождения характерен парагенезис скаполита с диопсидом и кварцем, а в Со-

келовском и Давыдовском массивах широко представлена ассоциация скаполита с диопсидом и флогопитом (рис. 17).

Иные равновесные ассоциации скаполита приводятся Д. С. Коржинским [69] и Л. Н. Овчинниковым [101] для месторождения г. Благодать. Здесь в равновесии со скаполитом, кроме пироксена, отмечаются ортоклаз и гранат, что объясняется малой подвижностью хлора и железа.

Скарны. Околорудными породами большинства месторождений Тургая являются скарны, образование которых связано с известково-магнезиально-железистым метасоматозом карбонатных и алюмосиликатных пород. Скарны обычно развиваются в контактовом ореоле гипабиссальных интрузивов габбро-диоритов (Алешинка, Елтай-1) и диоритов (Соколовка, Адаевка, Бенкала и др), частично замещающая краевую часть плутона. В некоторых случаях скарны не обнаруживают видимой связи с интрузивом, они образуются в толще осадочно-вулканогенных пород (Качар, Куржункуль, северный фланг Соколовского месторождения) и при этом практически не отличаются от скарнов контактовых зон. Такие скарны возникли инфильтрационным путем в зонах дробления, где циркуляция растворов осуществлялась наиболее интенсивно и, по-видимому, благоприятствовала не только активному преобразованию первичных пород, но и значительному повышению температуры, необходимой для образования скарновых минералов.

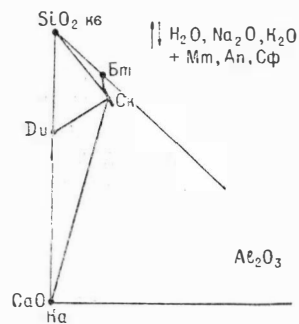


Рис. 17. Диаграмма состав-парагенезис скаполитовых метасоматитов.

В контактовых ореолах субвулканических пластовых интрузивов типа Куржункульского, Шагыркульского и других скарновые зоны не встречаются, хотя рассеянная вкрапленность и небольшие скопления скарновых минералов обычны. Основной причиной отсутствия мощных скарновых залежей в связи с субвулканическими интрузиями является, по нашему мнению, быстрый спад температуры и, как следствие этого, недостаточный прогрев вмещающих руденные толщ.

Необходимо подчеркнуть, что к скарнам, вслед за Д. С. Коржинским [69] и Л. Н. Овчинниковым [101], мы относим только высокотемпературные первично реакционные минералы, образовавшиеся в результате известково-магнезиально-железистого метасоматоза первичных горных пород. Типичные минералы скарнов Тургая — пироксен и гранат, все же другие, тесно ассоциирующие с ними минералы — эпидот, актинолит, хлорит — являются гистерогенными, т. е. более поздними. Они составляют самостоятельную парагенетическую ассоциацию, устойчивую при более низких температурах, и, естественно, не могут рассматриваться как минералы скарнов. Правда, эпидот при инфильтрационном метасоматозе иногда возникает вместе с гранатом в заключительную стадию скарнового процесса, но и он обычно развивается по гранату и вместе с актинолитом и хлоритом слагает апоскарны.

Скарны Тургайских месторождений образовались в основном по алюмосиликатным породам — андезитовым и диабазовым порфиритам, туфам, туффитам, диоритам, роговикам и в меньшей мере по карбонатным породам. В этом состоит отличительная особенность скарнов Тургая. Реликты алюмосиликатных пород, а также отдельные кристаллы альбитизированного плагноклаза с явными признаками замещения их гранатом и пироксеном постоянно встречаются в скарнах Алешинского, Соколовского, Бенкалинского и ряда других месторождений [43]. Скар-

пирование известняков также имело место, но в отличие от алюмосиликатных пород известняки замещаются более полно и реликты их в скарнах — редкость. Известняк если и сохраняется в скарнах в виде гнезд и линз, то всегда оказывается полностью перекристаллизованным и практически не отличается от гидротермального кальцита в жилах (месторождения Жана-Дэур, Шагарша, Елтай-IV).

Минеральный состав скарнов, возникших на месте известняков и алюмосиликатных пород, в конечном итоге оказывается весьма близким. Это связано с тем, что в рудных полях Тургая преимущественно развиты скарны инфильтрационного типа, возникшие путем переноса компонентов восходящими растворами. Локализация таких скарнов в основном определялась зонами дробления пород, через которые свободно могли циркулировать послемагматические растворы, вызывая процессы скарнообразования.

В зависимости от состава первично замещенных пород выделяются: 1) фация апоизвестковистая [45] или экзоскарновая, представленная в основном пироксеновыми и пироксен-гранатовыми скарнами, и 2) фация апоалюмосиликатная или эндоскарновая, для которой характерно преобладающее развитие граната.

Фации нередко бывают пространственно настолько тесно связаны, что провести между ними границу не всегда удается. Такая связь апоизвестковых и апоалюмосиликатных контактово-инфильтрационных скарнов особенно характерна для Сарбайского и Соколовского месторождений, в которых наблюдается частая перемежаемость в разрезе существенно пироксеновых и существенно гранатовых скарнов, образовавшихся по переслаивающимся карбонатным и алюмосиликатным породам.

В данном случае фации тесно связаны не только пространственно, но и генетически, поскольку происходило насыщение растворов избыточными компонентами исходных пород (например, кальцием в известняках, а кремнием и частично алюминием — в эффузивах, туфах и других породах), последовательный перенос их и отложение в эндо- и экзоскарнах. В отличие от биметасоматических скарнов компоненты здесь переносились просачивающимися растворами «пассивно», преимущественно в одном направлении, и встречной диффузии их почти не происходило.

В ряде месторождений инфильтрационные скарны образуются только по алюмосиликатным породам, и связь их с известняками вообще не устанавливается (Бенкалинское месторождение, см. рис. 9). Скарнирующие растворы в этом случае, вероятно, приносят кальций вместе с железом с глубины или же извлекают его из нижележащих карбонатных толщ.

Характерная особенность контактово-инфильтрационных процессов заключается в том, что в зонах наиболее интенсивной циркуляции растворов алюминий становится подвижным. В частности, при скарнировании диоритов и вулканогенных пород в ряде месторождений (Адаёвское, Бенкалинское и др.) возникли зоны существенно андрадитовых скарнов, в которых химическими анализами устанавливается, как правило, не более 3—7% глинозема (табл. 18). Исключение составляют некоторые граниты Сарбайского и Соколовского месторождений, в которых содержание гроссуляровой молекулы достигает 38%, обычно же оно не превышает 15—20%, хотя подавляющая масса гранатовых скарнов возникла по породам, богатым глиноземом. Примерно такое же количество глинозема обнаруживается и в гранатах экзоскарновых зон. По-видимому, при контактово-инфильтрационном типе скарнообразования кон-

Химический состав гранатов

О к с и л ы		Месторождение													
		Алешинка				Шагарна		Лаевка				Беткала		Куржункуль	
		вес. %	мол. колич.	вес. %	мол. колич.	вес. %	мол. колич.	вес. %	мол. колич.	вес. %	мол. колич.	вес. %	мол. колич.	вес. %	мол. колич.
SiO ₂	35,11	584	36,17	603	35,86	598	35,38	589	35,78	596	35,03	583	37,33	621	
TiO ₂	0,32	004	0,23	003	0,44	005	0,02	000	0,06	001	0,23	003	0,37	005	
Al ₂ O ₃	3,51	034	1,18	012	4,72	046	1,15	012	3,70	036	2,61	025	6,67	066	
Fe ₂ O ₃	28,07	176	29,89	187	27,16	171	30,18	189	25,43	159	26,39	165	20,96	132	
FeO	—	—	0,11	001	—	—	0,50	007	2,17	031	0,47	007	0,37	006	
MnO	0,43	006	0,59	008	0,19	003	0,13	001	0,43	006	0,28	004	0,35	006	
MgO	0,17	005	0,13	003	0,33	007	0,23	005	0,62	015	0,51	012	0,16	006	
CaO	32,17	574	31,53	561	32,01	571	31,77	567	32,85	585	33,83	603	33,75	603	
H ₂ O	—	—	—	—	—	—	0,05	000	0,02	000	—	—	—	—	
С у м м а		99,78	1383	99,83	1378	100,71	1401	99,41	1370	101,06	1429	99,35	1402	99,96	1445
% молекул в составе граната	Анрадит	—	82,2	—	92,5	—	77,0	—	94,5	—	81,8	—	85,2	—	65,0
	Грессуляр	—	14,0	—	3,9	—	18,9	—	4,0	—	9,1	—	8,7	—	29,5
	Спессартит	—	1,0	—	1,0	—	0,5	—	—	—	0,8	—	0,6	—	1,0
	Пироп	—	0,5	—	0,6	—	0,9	—	0,5	—	2,5	—	2,2	—	1,0
	Альмандин	—	—	—	—	—	—	—	1,0	—	5,0	—	1,2	—	1,0
	Шорломит	—	2,3	—	2,0	—	2,7	—	—	—	0,8	—	2,1	—	2,5
Геологич. положение		Эндоскарн					Экзоскарн			Эндоскарн			Экзоскарн		
Источник		А. М. Дымкин													

Оксиды		Месторождение													
		Качар				Сарбай									
		вес. %	мол. колич.	вес. %	мол. колич.	вес. %	мол. колич.	вес. %	мол. колич.	вес. %	мол. колич.	вес. %	мол. колич.	вес. %	мол. колич.
SiO ₂	34,83	579	34,95	582	37,48	624	36,36	605	35,80	596	34,26	570	35,74	595	
TiO ₂	0,11	001	0,23	003	0,90	11	1,20	15	1,20	15	0,70	9	0,40	5	
Al ₂ O ₃	0,66	007	2,98	029	7,56	74	4,67	46	5,65	55	3,28	32	2,43	24	
Fe ₂ O ₃	30,29	190	25,96	163	20,78	128	23,75	148	23,17	149	27,86	174	28,62	179	
FeO	0,23	003	3,08	043	2,02	28	1,26	18	1,08	15	1,92	26	1,26	18	
MnO	0,55	008	0,89	013	0,74	10	0,60	8	0,68	10	0,62	8	0,37	6	
MgO	0,42	010	0,90	022	2,42	59	0,62	15	1,22	30	0,67	17	0,60	15	
CaO	30,88	551	29,56	528	28,42	507	31,60	564	30,80	549	30,38	542	30,38	542	
п.п.п.	1,62	036	1,72	039	0,42	—	0,48	—	0,44	—	0,64	—	0,30	—	
С у м м а		99,59	1385	100,27	1422	100,74	1441	100,54	1419	100,04	1419	100,33	1378	100,1	1384
% молекул в составе граната	Андрацит	—	93,9	—	83,3	—	63,26	—	76,41	—	72,22	—	84,2	—	83,63
	Гроссуляр	—	1,6	—	8,6	—	20,8	—	16,25	—	18,60	—	7,1	—	5,68
	Спессартит	—	1,6	—	2,1	—	1,61	—	1,4	—	1,65	—	1,4	—	1,03
	Пироп	—	2,9	—	3,7	—	9,73	—	2,58	—	5,02	—	2,8	—	2,57
	Альмандин	—	—	—	—	—	4,59	—	3,69	—	2,51	—	4,42	—	3,09
	Шорломит	—	—	—	2,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Геологич. положение		Эндоскарн				—		Эндоскарн		—		—		Эндоскарн	
Источник		А. М. Дымкин				И. А. Кочергин									

Оксиды		Месторождение													
		Соколовка						Сарбан				Качар			
		вес. %	мол. кол-ва	вес. %	мол. кол-ва	вес. %	мол. кол-ва	вес. %	мол. кол-ва	вес. %	мол. кол-ва	вес. %	мол. кол-ва	вес. %	мол. кол-ва
SiO ₂	36,20	603	34,53	574	35,85	595	36,3	604	35,89	598	35,68	594	35,94	598	
TiO ₂	0,56	008	0,45	006	0,15	003	0,32	004	0,43	005	0,1	001	0,10	001	
Al ₂ O ₃	10,61	104	6,46	064	3,42	033	10,03	098	3,17	031	1,53	015	5,41	053	
Fe ₂ O ₃	15,66	098	24,03	150	25,9	162	17,75	111	20,62	129	29,16	183	24,87	157	
FeO	1,63	022	0,59	008	1,02	014	1,59	022	1,71	024	—	—	0,58	008	
MnO	0,72	010	0,33	006	0,39	006	1,00	014	0,68	010	0,87	013	0,56	008	
MgO	1,08	027	0,44	010	0,15	005	0,46	012	—	—	—	—	—	—	
CaO	32,75	585	33,56	599	32,43	577	32,10	573	32,68	583	32,41	578	32,00	571	
H ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,18	011	
п. п. п.	0,68	016	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
CO ₂	—	—	—	—	—	—	0,90	020	—	—	—	—	—	—	
Na ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,30	005	0,13	002	
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,11	004	—	—	
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,25	002	
Сумма		99,89	1457	100,42	1117	99,31	1395	100,45	1438	95,18	1380	100,16	1384	100,02	1396
% молекул в составе граната	Анрадит	—	43,6	—	68,8	—	81,8	—	52,1	—	78,1	—	91,9	—	74,4
	Гроссуляр	—	37,4	—	25,4	—	12,6	—	38,7	—	10,6	—	5,0	—	22,7
	Спессартит	—	1,3	—	0,7	—	1,0	—	1,8	—	2,1	—	2,1	—	1,1
	Пироп	—	7,3	—	1,3	—	0,6	—	1,8	—	—	—	—	—	—
	Альмандин	—	3,1	—	0,7	—	2,0	—	3,3	—	4,8	—	—	—	0,9
	Шорломит	—	7,3	—	3,1	—	2,0	—	2,3	—	4,4	—	1,0	—	0,9
Геологич. положение		—												Эндоскарн	
Источник		Д. О. Онтоев										Н. М. Беляшов			

центрация глинозема в растворах в какой-то мере выравнивается за счет перемещения его из алюмосиликатных пород в известняки, т. е. происходит своего рода компенсация глинозема.

Сопоставление скарновых минералов Тургай с другими рудными провинциями дается на диаграмме (рис. 18), из которой видно, что гранаты и пироксены Тургайских, Уральских железорудных и Кармазарских полиметаллических месторождений сходны между собой; гранаты и пироксены вольфрамовых месторождений отличаются соответственно преобладанием гроссуляровой и геденбергитовой молекул.

Контактово-инфильтрационные скарновые тела в целом характеризуются сложным строением; минералы переменного состава либо сохра-

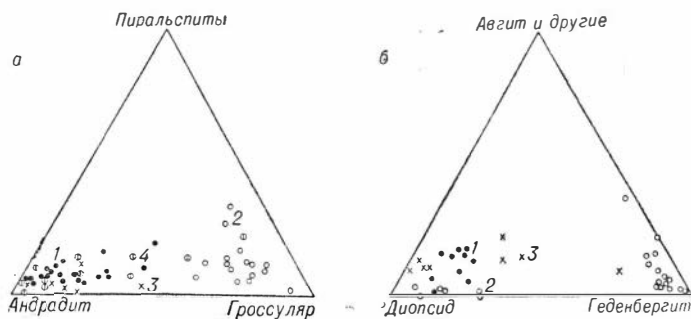


Рис. 18. Молекулярный состав гранатов (а) и пироксенов (б) из скарновых зон разных рудных провинций.

1 — железорудные месторождения Тургай; 2 — вольфрамовые месторождения (по Е. Д. Карповой и А. Г. Иващенко); 3 — скарново-полиметаллические месторождения Западного Кармазара (по В. А. Жарикову); 4 — железорудные месторождения Урала (по Л. П. Овчинникову).

няют здесь на значительном протяжении близкий состав, либо резко изменяются, обуславливая зональное строение. Многочисленные определения показателей преломления гранатов и пироксенов из скарновых зон проводились иммерсионным методом, для контроля использовались химический и рентгеноструктурный анализы. В составе гранатов Тургай всегда преобладают молекулы андрадита и гроссуляра, на долю пиральспитов приходится не более 10%, что практически не оказывает влияния на показатель преломления [48]. В данном случае линейная зависимость изоморфного ряда андрадит — гроссуляр вполне справедлива.

Вместе с гранатом неперменной составной частью скарнов является пироксен, представленный изометричными или же призматической формы зернами, реже кристаллами с комбинацией граней в (010), *m* (110) и *n* (101). Оптические свойства пироксенов и химические анализы, приведенные в табл. 19, 20, показывают, что пироксены из различных месторождений хотя по составу и несколько различаются, но в них всегда преобладает диопсидовая молекула; только темно-зеленый пироксен Бенкалинского месторождения содержит около 50% геденбергита.

Пироксен-гранатовые скарны обычно изменены. На них наложено магнетитовое оруденение и апоскарновая минерализация, так что восстановить их первичное строение удастся далеко не всегда.

Лучше всего скарны сохранились в Бенкалинском и Южно-Адаевском месторождениях, которые примечательны прежде всего тем, что скарны образовались в них на месте алюмосиликатных пород. В Южно-Адаевском месторождении (рис. 19) скарны приурочены к верхней части рудной зоны. Они развивались здесь в основном по диоритам, многочисленные реликты которых постоянно наблюдаются среди скарнов, пред-

ставленных гранатом и в небольшом количестве пироксеном. Реликты диоритов обычно несколько изменены: плагиноклаз и роговая обманка в них в какой-то мере перекристаллизованы, а нередко даже бывают представлены альбитом с явными признаками замещения андезина и пироксеном в виде мелкозернистых агрегатов или же псевдоморфоз по амфиболу. В скарнах такие реликты распределены неравномерно, что отражает неравномерность процессов метасоматоза. В целом морфоло-

Таблица 19

Оптические константы пироксенов

№ шлифа	Характеристика минерала	n_g	n_p	$2V$	cNg	Количество гендербитовой молекулы
115/262	Изометричные зерна зеленовато-серые, Сарбай	1,707	1,679	± 61	40	17
72/241	Крупные призматические зерна, Сарбай	1,717	1,693	± 61	42	35
217/216	Изометричные зерна зеленовато-серые, Соколовка	1,710	1,683	± 56	39	24
156/269	Мелкие зерна, пойкилитово включенные в скаполите, Качар	1,710	1,685	± 62	45	25
464/318	Крупные призматические кристаллы, Качар	1,712	1,686	± 58	43	26
74/7	Изометричные зерна грязно-зеленого цвета, Бенкала	1,724	1,692	± 60	—	46
61/7	Радиально-лучистые кристаллы светло-зеленого цвета, Бенкала	1,724	1,700	± 56	—	46
415/39	Радиально-лучистые кристаллы зеленого цвета, Куржункуль	1,702	1,676	± 56	—	12
422/51	Изометричные зерна светло-зеленые, Куржункуль	1,703	1,680	± 44	—	12
427/23	Призматические кристаллы бесцветные, Куржункуль	1,711	1,689	± 50	41	24
4/13	Изометричные зерна бесцветные, Жана-Дзур	1,718	1,688	± 60	42	36
116/237	Изометричные зерна бесцветные, Южная Адаевка	1,706	1,680	± 58	—	16
106/131	Изометричные зерна бесцветные, Центральная Адаевка	1,708	1,682	—	42	18
11/287	Мелкие зерна зеленовато-серые, Алешинка	1,708	1,683	—	—	18

гия скарновых образований в Южно-Адаевском месторождении, как, впрочем, и во многих других, весьма сложная. Здесь не удастся выделить так называемые околоскарновые породы, так как контакты пироксен-гранатовых скарнов с диоритами то резкие, то, наоборот, слишком расплывчатые.

В противоположность скарнам рудные тела характеризуются сравнительно простой формой — они залегают в виде пластов и линз на контакте скарнов с неизменными дацитовыми порфиритами. Разрез скарновой зоны представлен на рис. 20. Нетрудно заметить, что в верхней части разреза гранат состоит преимущественно из гроссуляра, андрадитовой молекулы в нем не более 30%. Внешне этот гранат светло-серый, мелкозернистый, отдельные индивиды не видны макроскопически. Здесь же среди богатых глиноземом гранатов отдельными блоками встречаются (например, на глубине 75 м) разновидности, в которых содержание андрадитовой молекулы увеличивается до 45%. Такие участки скарнов характеризуются средне- или крупнозернистым строением и наличием большого числа хорошо ограниченных кристаллов граната. Это участки, где реликты диоритов не сохранились и где в результате интенсивной циркуляции растворов метасоматические процессы проте-

кали наиболее полно. С глубиной в направлении к рудному телу гранат становится более железистым, хотя метасоматозу подвергались те же диориты. Особенно резко состав граната меняется с глубины примерно 140 м, количество андрадитовой молекулы в нем возрастает до 70—80%; такой состав сохраняется на протяжении всего интервала рудной зоны. Гранаты с большим содержанием железа отличаются темно-бурым или зеленовато-бурым цветом и крупнокристаллическим строением.

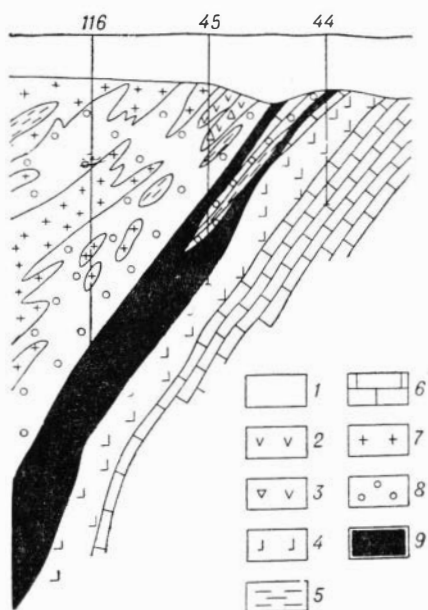
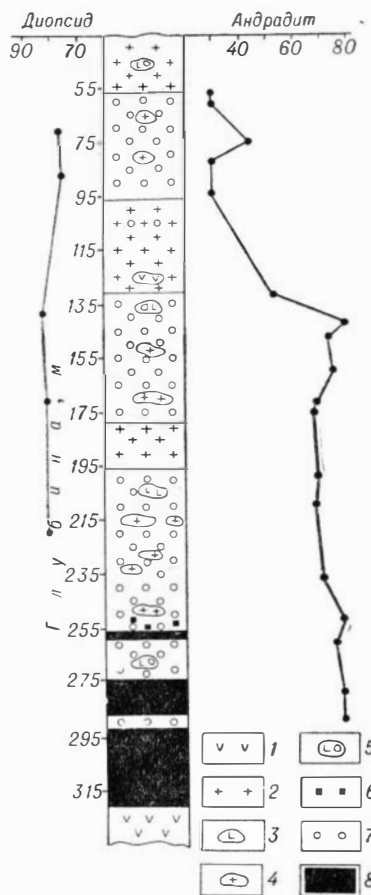


Рис. 19. Разрез Южно-Адаевского месторождения.

1 — мезокайнозойские отложения; 2 — андезитовые порфириты; 3 — туфы среднего состава; 4 — дацитовые порфириты; 5 — туффиты; 6 — известняки; 7 — диориты; 8 — скарны; 9 — магнетитовые руды.

Рис. 20. Разрез скарновой зоны Южно-Адаевского месторождения (по скв. 113).

1 — андезитовые порфириты; 2 — диориты; 3 — реликты диоритов; 4 — реликты туфов; 5 — участки богатой вкрапленности пирита; 6 — скарны; 7 — магнетитовые руды.



Пироксен, состав которого приведен в левой части разреза (см. рис. 20), сохраняется в скарнах почти без изменения, в нем преобладает диопсидовая молекула.

Скарны Бенкалинского месторождения, образованные по андезитовым порфиритам, туфам, туффитам, роговикам и частично по диоритам, очень сходны со скарнами только что рассмотренного Южно-Адаевского месторождения. Однако пространственное положение руд и скарнов здесь совсем иное. На приведенном разрезе (см. рис. 9) легко заметить, что рудные тела восточного участка, где сосредоточена главная масса магнетитовых руд, имея сложную форму, заключены полностью в скарнах. В этом месторождении нет руд, образованных по первичным неизмененным породам. В виде своеобразной оболочки скарны отделяют магнетитовые тела от вулканитов. Процессы скарнирования наиболее

Химический анализ пироксенов

О к с и л ы	Качар						Соколовка				
	вес. %	мол. колич.	вес. %	мол. колич.	вес. %	мол. колич.	вес. %	мол. колич.	вес. %	мол. колич.	
SiO ₂	49,66	828	51,52	858	48,78	813	51,46	858	53,13	884	
TiO ₂	0,11	001	0,23	003	0,13	001	0,44	005	0,15	003	
Al ₂ O ₃	2,44	024	1,11	011	2,33	023	2,86	028	1,37	014	
Fe ₂ O ₃	4,60	029	2,55	016	2,64	016	3,15	020	1,75	005	
FeO	3,93	054	7,92	110	6,86	096	5,62	078	3,82	053	
MnO	0,35	006	0,49	007	0,38	006	0,20	003	0,22	003	
MgO	13,76	342	12,46	310	13,12	325	12,70	315	15,17	377	
CaO	23,00	410	21,75	389	22,52	401	21,92	391	23,62	421	
Na ₂ O	0,84	013	0,71	011	0,70	011	0,60	010	0,25	003	
K ₂ O	0,05	000	0,09	001	0,11	001	0,06	001	—	—	
H ₂ O ⁻	0,35	—	—	—	—	—	0,43	022	—	—	
H ₂ O ⁺	0,50	—	—	—	—	—	0,38	022	0,71	—	
CO ₂	1,29	—	—	—	—	—	0,70	016	—	—	
п.п.п.	—	—	1,52	—	3,40	—	—	—	—	—	
С у м м а	100,88	1707	100,35	1716	100,97	1693	100,52	1769	100,19	1763	
% молекул в составе пироксена	Авгит	—	10,9	—	4,8	—	9,8	—	12,7	—	6,2
	Эгирин	—	2,9	—	3,9	—	3,8	—	3,7	—	0,9
	Диопсид	—	75,1	—	66,3	—	67,0	—	68,3	—	82,5
	Геденбергит	—	9,8	—	22,2	—	17,8	—	14,5	—	10,1
	Иогансенит	—	1,3	—	2,8	—	1,6	—	0,8	—	0,3
Источник	А. М. Дымкин						Д. О. Онтоев				

О к с и л ы	Соколовка		Сарбан				Куржункуль		Бенкала		
	вес. %	мол. колич.	вес. %	мол. колич.	вес. %	мол. колич.	вес. %	мол. колич.	вес. %	мол. колич.	
SiO ₂	50,47	841	52,67	878	48,84	813	51,82	863	50,76	846	
TiO ₂	0,43	005	0,09	001	—	—	0,15	003	0,05	000	
Al ₂ O ₃	3,0	029	0,32	003	3,34	032	1,38	014	0,78	008	
Fe ₂ O ₃	2,67	017	2,28	014	3,30	021	3,04	019	2,27	014	
FeO	5,49	077	4,62	064	6,62	092	6,62	092	8,03	111	
MnO	0,29	004	—	—	0,56	008	0,16	003	0,24	003	
MgO	13,59	337	15,40	382	12,30	305	13,31	330	12,84	317	
CaO	23,57	421	24,80	442	23,30	416	22,78	407	23,26	416	
Na ₂ O	—	—	—	—	—	—	0,24	003	0,28	005	
K ₂ O	0,24	002	—	—	0,21	—	—	—	0,06	001	
H ₂ O ⁻	0,13	—	—	—	—	—	0,02	000	0,07	000	
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
CO ₂	—	—	—	—	1,66	—	—	—	—	—	
С у м м а	99,88	1733	100,18	1784	100,13	1687	99,52	1734	98,64	1721	
% молекул в составе пироксена	Авгит	—	12,9	—	1,3	—	14,6	—	6,2	—	3,5
	Эгирин	—	—	—	—	—	—	—	1,1	—	1,4
	Диопсид	—	72,0	—	84,6	—	66,1	—	72,5	—	70,4
	Геденбергит	—	14,0	—	14,1	—	17,3	—	19,2	—	24,0
	Иогансенит	—	1,1	—	—	—	2,0	—	1,0	—	0,7
Источник	Д. О. Онтоев		С. М. Прохорова				А. М. Дымкин				

интенсивно проявились в непосредственной зоне оруденения, в направлении к вмещающим первичным породам метасоматоз заметно ослабевает, среди скарнов появляются реликты полевошпатовых пород, затем скарновые минералы — гранат и пироксен, наблюдаются они уже в вулканитах в виде пятен и неправильной формы обособлений. Таким образом, и в этом месторождении переход скарнов во вмещающие породы в одних местах нечеткий, а в других — резкий.

Изменение состава граната и пироксена в рудной зоне иллюстрируется на рис. 21. Заметное увеличение железистости граната отмечается внутри рудных тел и в непосредственной близости от них, пироксен сохраняет преобладающе диоксидовый состав. Можно с уверенностью сказать, что инфильтрационные процессы в данном случае не сопровождались биметасоматическими.

Типичным примером образования инфильтрационных скарнов вне видимой связи с интрузивами являются скарновые тела Качарского и Куржункульского месторождений. Руды и околорудные метасоматиты названных месторождений размещены в осадочно-вулканогенной толще, разбитой серией разрывных нарушений на отдельные блоки. Гипабиссальные интрузивные породы непосредственно в месторождениях не встречены. Скарны здесь в отличие от Бенкалинского и Адаевского месторождений представлены только пироксеном, гранат встречается редко. Они приурочены исключительно к зонам наиболее интенсивно раздробленных пород. В Качарском месторождении тела пироксеновых скарнов, имеющие неправильную в первом приближении столбообразную форму, размещены вдоль зоны разлома, который отделяет северный участок от южного. Пироксен развивался здесь по кварцевым порфирам и скаполитовым метасоматитам, меньше по порфирирам и туфам.

В Куржункульском месторождении пироксеновые скарны, образованные по порфирирам, туфам и диоритовым порфирирам, встречаются в ряде мест, но главная масса их сосредоточена в тектонической зоне между рудными участками Куржункуль и Темир. Скарновые тела этих месторождений характеризуются неоднородным строением. В них часто сохраняются реликты незамещенных пород, или же наряду с мономинеральным пироксеном встречаются участки пироксен-альбитовых и пироксен-скаполитовых метасоматитов, что свидетельствует о крайне неравномерно проявившемся метасоматозе.

Характерные разрезы скарновых зон Качарского и Куржункульского месторождений приведены на рис. 22. Как видим, пироксеновые скарны сопровождаются широкими зонами околоскарновых пород. Зональность в скарнах не подмечается. Пироксен по всей минерализованной толще имеет состав диоксида с незначительной примесью геденбергитовой молекулы. Отсутствие в этих скарнах граната можно объяснить двумя причинами: инертным поведением железа и недостаточной концентрацией в растворах СаО. В условиях высоких температур кальций обладает малой подвижностью. И для того, чтобы вызвать хотя бы местную его миграцию, нужна значительная интенсивность метаморфизма, при котором железо и магний ведут себя вполне подвижно. Это означает, далее, что образование пироксеновых скарнов в зоне эндоконтакта определялось соотношением наименее подвижных компонентов — SiO_2 и СаО.

Основная масса инфильтрационных скарнов, как показывает анализ, возникла в условиях высокотемпературного прогрева, близка по времени скарнам биметасоматического типа. Только некоторые залежи Соколовско-Сарбайского и Куржункульского рудных полей, размещенные в зонах дробления алюмосиликатных пород и не связанные с кон-

тактами гипабиссальных интрузивов, образовались при меньших температурах. Для этих скарнов характерен парагенезис с эпидотом и сопутствующее выделение магнетита.

Морфология скарновых тел инфильтрационного типа весьма сложная. Не вдаваясь в подробности описания, поскольку это приводится при характеристике месторождений, необходимо указать, что форма скарновых тел определялась в первую очередь развитием предскарно-

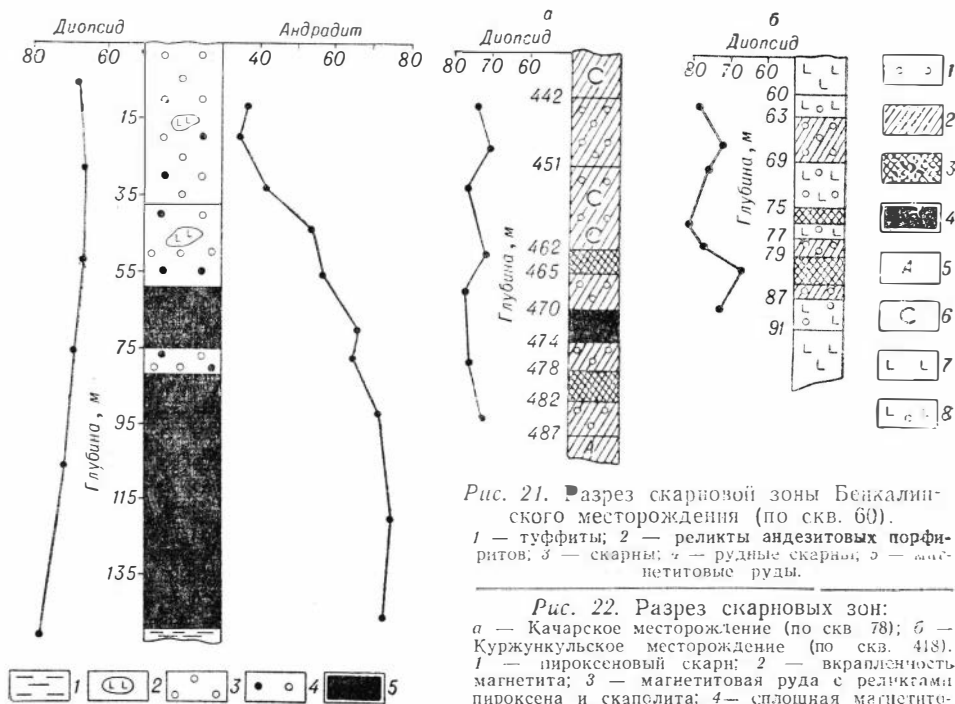


Рис. 21. Разрез скарновой зоны Бенкалинского месторождения (по скв. 60).
1 — туффиты; 2 — реликты андезитовых порфиритов; 3 — скарны; 4 — рудные скарны; 5 — магнетитовые руды.

Рис. 22. Разрез скарновых зон:
а — Качарское месторождение (по скв. 78); б — Куржункульское месторождение (по скв. 418).
1 — пироксеновый скарн; 2 — вкрапленность магнетита; 3 — магнетитовая руда с реликтами пироксена и скаполита; 4 — сплошная магнетитовая руда; 5 — альбитовые метасоматиты; 6 — скаполитовые метасоматиты; 7 — порфириты; 8 — околоскарновые пироксен-плагноклазовые породы.

вых разрывных нарушений, выразившихся в неоднородном дроблении пород и появлении различных зон трещиноватости.

В меньшей мере на морфологии скарновых тел сказывалось влияние контакта и состава вмещающих пород. Инфильтрационные скарны в некоторых месторождениях (Темир, Южная Адаевка, Качар) можно назвать «сквозными» в том смысле, что, образуя неправильные в первом приближении столбообразной формы тела, они развиваются по различным породам, образно выражаясь, «протыкают» их и в то же время мало изменяются по составу.

Биметасоматический тип скарнов, для которого, как известно, определяющим является встречный перенос компонентов путем диффузии в поровых растворах, не имеет широкого распространения в месторождениях Главной железорудной полосы Тургай. Этот тип скарнов наиболее четко представлен в Северо-Адаевском, Шагаршинском и Жапа-Дэурском месторождениях в виде неправильных полос и груболинзообразных залежей на контакте алюмосиликатных пород и известняков. Растворы, вызывающие диффузионный обмен компонентами, просачивались здесь между разнородными слоями пород, в частности между известняками и эффузивами. Мощность биметасоматических скарновых зон обычно не превышает первого десятка метров.

Характерная особенность биметасоматических скарнов — их зональное строение, выражающееся в изменении состава минералов изоморфного ряда в направлении от эндоконтакта к экзоконтакту, а также в смене одних минералов другими. Д. С. Коржинский [69] установил, что подобного рода метасоматическая зональность возникает вследствие различной концентрации инертных компонентов в различных участках биметасоматических зон, при этом химические потенциалы диффундирующих компонентов изменяются непрерывно. Это положение Д. С. Коржинского находит свое подтверждение и на месторождениях Тургай. Однако первичная зональность скарновых тел затушевывается здесь наложенным магнетитовым оруденением, пространственным совмещением их с инфильтрационными скарнами (Сарбай, Алешинка) и развитием апоскарновых средне- и низкотемпературных минеральных ассоциаций.

Примером развития биметасоматической зональности служит Северо-Адаевское месторождение, в котором скарновые тела приурочены почти исключительно к контактам алюмосиликатных пород (порфиритов, туфов, послонных апофиздиоритов) и известняков. Морфология скарновых тел довольно простая. В основном это пластовые и линзообразные тела, залегающие согласно с вмещающими породами. Мощность их не превышает 10—15 м. В рудной зоне скарны состоят из нескольких поэтажно залегающих тел, пространственно связанных в одних случаях с наложенным магнетитовым оруденением, в других — с более поздней сульфидной минерализацией. На рис. 23 дан один из участков рудной зоны (скв. 170, интервал 106—158 м) с характерной биметасоматической зональностью в скарнах. Наблюдается следующая зональность:

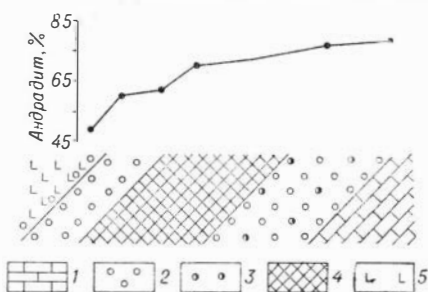


Рис. 23. Строение скарновой зоны Северо-Адаевского месторождения (по скв. 170).

1 — известняк; 2 — гранатовый скарн; 3 — пироксеновый скарн; 4 — магнетитовая руда; 5 — порфирит.

1) андезитовый порфирит; в контакте со скарнами в нем появляются неравномерные гнезда и прожилки граната;

2) эндоскарновая зона — гранатовый скарн, участками эпидотизированный, содержит реликты альбитизированного плагноклаза и вкрапленность пирита;

3) зона контакта эндо- и экзоскарнов — магнетитовая руда с многочисленными реликтами граната и меньше пироксена, частью замещенных эпидотом и актинолитом;

4) зона экзоскарнов — гранат-пироксеновый, участками пироксеновый скарн, атакситовый;

5) известняк мраморизированный с вкрапленностью пирита.

В верхней части разреза приведена кривая, отображающая изменение состава граната по зонам. Как видно, в направлении от эндоскарнов к экзоскарнам в гранате заметно уменьшается количество гроссуляровой молекулы и соответственно увеличивается содержание железистой андрадитовой молекулы. В экзоскарнах гранат представлен почти чистым андрадитом. Изменение состава граната связано с инертным поведением глинозема, который практически не выходит из зоны эндоскарнов, и неполной подвижностью железа. Таким образом, отличительная особенность биметасоматического процесса скарнообразования — инертное поведение алюминия и неполная подвижность железа.

Несколько иного характера зональность наблюдалась нами в Жана-Дзурском месторождении (рис. 24). Биметасоматические скарны образованы здесь на контакте диоритов и останца кровли известняков. Зональность в рассматриваемом случае прослеживается довольно четко благодаря изменению по зонам состава минералов и переменному содержанию в гранате алюминия и железа. Устанавливаются следующие зоны:

- 1) мраморизованный известняк;
- 2) скарнированный известняк (кальцит — 60—75%, диопсид — 20—25%, гранат — около 8%, вкрапленность магнетита и пирита — 3—5%);

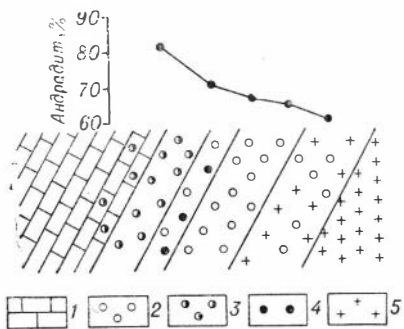


Рис. 24. Строение скарновой зоны Жана-Дзурского месторождения (по скв. 5).

1 — известняк; 2 — гранатовый скарн; 3 — пироксеновый скарн; 4 — рудный пироксен-гранатовый скарн; 5 — диорит.

пироксена на всем интервале (диопсидовой молекулы в нем 80—85%), что свидетельствует о значительной подвижности магния.

Диффузионные скарны, как отмечалось, в небольших масштабах встречаются в Сарбайском, Соколовском и Алешинском месторождениях. Однако первичная зональность в них загущена наложенным магнетитовым оруденением и интенсивным развитием по скарнам поздних минералов: эпидота, актинолита, хлорита.

Скарны тесно связаны пространственно с наложенными на них магнетитовым рудами. Они располагаются или внутри рудных тел в виде гнезд, линз и неправильной формы обособлений с отчетливыми признаками замещения магнетитом, или окаймляют руды с периферии, отделяя их от первичных алюмосиликатных и карбонатных пород. Контакты руд и скарнов то резкие, когда руды сразу же без промежуточных переходов сменяются скарнами, то постепенные — массивные магнетитовые руды переходят в богатые вкрапленные, а эти последние через бедную вкрапленность сменяются практически не содержащими магнетита скарнами.

По минеральному составу выделяются скарны: 1) гранатовые с незначительной примесью пироксена и других минералов; 2) пироксен-гранатовые; 3) гранат-пироксеновые и 4) пироксеновые. Детальная петрографическая характеристика скарнов приведена в нашей работе [43]. Здесь же мы только отметим, что мономинеральные скарны на месторождениях встречаются нечасто. Почти всегда вместе с гранатом развивается и пироксен. При этом количественное содержание и того, и другого значительно колеблется в пределах небольшого участка. **Вза-**

3) диопсидовый экзоскарн (диопсид — 80—85%, гранат — 10—12%, магнетит — 8—10%, пирит — 3—5%);

4) рудный скарн (гранат — 55—65%, магнетит — 15—35%, пироксен — 10—15%, пирит и другие сульфиды — 3—5%);

5) гранатовый эндоскарн (гранат — 80—90%, пироксен — 5—10%, магнетит — 3—5%, пирит — 3—5%);

6) околоскарновая порода (плагноклаз-андезин-лабрадор — 60—65%, гранат — 25—30%, пироксен — около 5%, пирит — 3%);

7) роговообманковый диорит.

Интересно отметить, что состав граната в каждой из зон заметно меняется; в противоположность этому состав

остается более или менее постоянным

отношения пироксена и граната в общем-то указывают на их одновременное образование. Парагенетическая ассоциация минералов скарновой стадии представлена на рис. 25.

Анализ процессов скарнообразования показывает, что инфильтрационные и биметасоматические скарны в Тургайских месторождениях пространственно нередко бывают совмещены и формируются при близких температурных условиях. В то же время компоненты, участвующие в образовании инфильтрационных и биметасоматических скарнов, ведут себя различно. Особенно резко это проявляется у алюминия и в меньшей мере у железа и кальция. Следовательно, тот ряд подвижности компонентов, который в свое время установил Д. С. Коржинский [68] для скарнов Турбинских месторождений, не является стабильным, в зависимости от типа метасоматоза он может изменяться не только в месторождениях, но и в отдельных участках даже одного месторождения.

Появление того или иного типа скарнов связано с геологоструктурными особенностями участка, составом и физико-химическими свойствами первичных пород. Контактный прогрев, на это особенно делает упор В. А. Жариков [45], также играет решающую роль в формировании скарнов, но появление скарновых тел среди осадочно-вулканогенных пород вне видимой связи с интрузивами определенно свидетельствует о том, что в некоторых случаях прогрев может осуществляться самими растворами. Такие участки характеризуются всегда повышенной трещиноватостью и, следовательно, благоприятны для быстрой циркуляции минерализующих растворов.

Эпидозиты. Мономинеральные эпидотовые породы на месторождениях редки, хотя обособленные гнезда эпидота среди вмещающих пород, скарнов и руд встречаются повсеместно.

Эпидотизация скарнов. Эпидот развивается больше всего по гранату, образуя среди сплошного поля гранатовых скарнов значительные по мощности (до 7—8 м) зоны существенно эпидотовых пород. Разложение граната идет особенно интенсивно в процессе наложения на скарны магнетитовой минерализации, т. е. в стадии, когда железо ведет себя вполне подвижно. Глинозем, необходимый для образования эпидота, не привносился, он появляется в растворах при замещении граната магнетитом, при этом концентрация его увеличивается по мере разрастания рудного процесса и становится в некоторые моменты вполне достаточной для насыщения молекулы эпидота. Возникающие при эпидотизации граната «излишки» окисного железа, кремния и кальция фиксируются здесь же во вновь образующихся минералах—гематите, кварце и кальците. В приконтактной части с эффузивами в этой ассоциации появляется альбит. Парагенезис минералов приведен на диаграмме рис. 26.

Апоскарновый эпидот богат железистой молекулой. Устанавливается прямая связь между железистостью эпидота и составом замещенного им граната. Так, на месте богатых андрадитовой молекулой гранатов развивается эпидот, химический состав которого (табл. 21) и оптические свойства ($N_g=1,763-1,771$; $N_p=1,728-1,736$; $-2V=68-72^\circ$) указывают на содержание в нем 25—32% ферросилитовой молекулы.

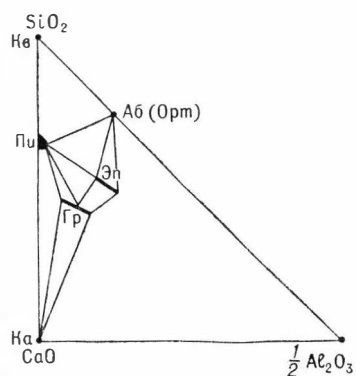


Рис. 25. Диаграмма состав-парагенезис скарнов.

Химический состав эпидота

Оксиды	Куржункуль		Бенкала		Центральная Атаевка		Соголовка		Сарбай		
	вес. %	мол. колич.	вес. %	мол. колич.	вес. %	мол. колич.	вес. %	мол. колич.	вес. %	мол. колич.	
SiO ₂	36,72	611	36,81	613	37,82	629	37,28	621	36,79	613	
TiO ₂	0,17	004	0,23	3	0,27	004	0,05	000	Сл.	—	
Al ₂ O ₃	22,78	224	22,96	226	22,48	221	23,27	229	23,46	230	
Fe ₂ O ₃	13,58	085	13,05	81	11,79	074	13,14	082	13,4	084	
FeO	0,28	004	0,34	4	2,22	031	0,48	007	—	—	
MnO	0,09	001	0,11	1	0,23	003	0,04	000	—	—	
MgO	0,24	006	0,19	5	1,26	032	0,22	005	0,5	012	
CaO	23,78	424	22,14	394	22,85	407	23,6	421	23,05	410	
K ₂ O	—	—	0,13	1	0,07	001	—	—	—	—	
Na ₂ O	—	—	0,27	5	0,14	002	—	—	—	—	
H ₂ O ⁻	0,80	44	0,18	155	1,52	083	0,2	011	—	—	
H ₂ O ⁺	—	—	2,64	—	—	—	2,0	111	3,4	189	
п.п.п.	1,88	84	1,03	—	—	—	—	—	—	.	
Сумма	100,32	1487	100,08	1488	100,65	1487	100,28	1487	100,6	1538	
Состав, мол. %	HCa ₂ Al ₂ Si ₃ O ₁₃	—	73,4	—	73,4	—	75,1	—	73,6	—	72,7
	HCa ₂ Fe ₂ Si ₃ O ₁₃	—	26,6	—	26,6	—	24,9	—	26,4	—	27,3
Источник	А. М. Дымкин						Д. О. Онтоев		С. М. Прохорова		

В скарнах, где гранат имеет преобладающе гроссуляровый состав, железистость эпидота не превышает 24% ($N_g = 1,758-1,763$; $N_p = 1,724-1,730$; $-2V=66^\circ$), обычно же 19—22%.

Процессы эпидотизации гранатовых скарнов широко развиты в Сарбайском, Соколовском, Бенкалинском, Южно-Адаевском и других месторождениях.

Эпидотизация вулканогенных пород. Не менее широко в рудных полях проявились процессы эпидотизации в порфиритах и туфах. В этих породах эпидот образует различной величины гнезда, локализованные в полевошпатовой массе. Последняя оказывается в значительной степени перекристаллизованной, приобретает типичную бластовую структуру. Особенно интенсивно изменяется основная масса андезитовых порфиритов. Структурные взаимоотношения эпидота и возникающего при перекристаллизации плагиоклазов альбита отчетливо указывают на их одновременное выделение.

Интересно отметить, что вокруг участков эпидотизации порфириты и туфы часто оказываются осветленными. Темноцветные минералы в них полностью разложены, железо и магний вынесены и, по-видимому, заимствованы образующимся в эффузивах эпидотом. Не сохранились в таких участках и первичные плагиоклазы. Обычно они альбитизированы, при этом порфировая структура породы в общем сохраняется, хотя основная масса всегда несет признаки перекристаллизации. Кальций, освобождающийся при альбитизации плагиоклаза, расходуется подобно железу и магнию на построение молекулы эпидота и актинолита. Железистость этого эпидота не превышает 19—20% ($N_g=1,748-1,753$; $N_p=1,720-1,722$; $-2V=68^\circ$). Таким образом, одновременно с эпидотизацией вулканогенных пород происходит альбитизация их с образованием в зонах наиболее интенсивного метасоматоза почти мономинеральных альбититов. В отличие от высокотемпературных одноименных пород, в рассматриваемых метасоматитах альбит находится в равновесии с эпидотом, актинолитом и кальцитом. Характерный признак этих альбититов — постоянное присутствие в них вкрапленного пирита.

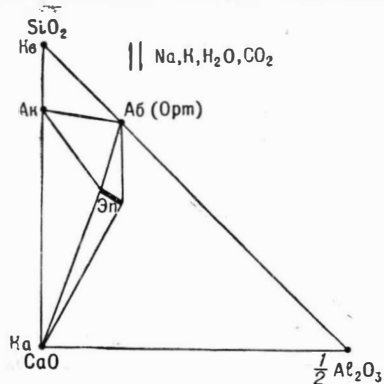


Рис. 26. Диаграмма состав-парагенезис эпидотитов (по скарнам).

Образование эпидота и альбита проходило в условиях полной подвижности натрия и инертности алюминия, железа, магния, кальция и кремния. Вместе с эпидотом и альбитом за счет этих же компонентов образуются актинолит, кварц и кальцит. Диаграмма состав-парагенезис для этих пород приведена на рис. 27, а, б. Известно, что данная ассоциация характерна для пропилитов. Пропилитизация, как особый вид среднетемпературного метаморфизма вулканогенных пород, «служит признаком того, что данный вулканический комплекс содержит рудные жилы эпитермального типа, т. е. жилы, образовавшиеся вблизи поверхности» [68].

Пропилитизированные андезитовые и диоритовые порфириты особенно характерны для месторождений Куржункульского рудного поля, Шагыркуля, Елтай-II и западной залежи Сарбая. Все эти месторождения формировались в условиях небольших глубин и отнесены нами к субвулканической фации.

Эпидотизация в роговиках. Появление эпидота в роговиках (Бенкала, Сарбай, Центральная Адаевка, Елтай-I и др.) влечет за собой значительное изменение последних. Мелкозернистая полевошпатовая масса, в которой чаще всего наблюдается эпидот, подвергается собирательной перекристаллизации. Появляются крупные с извилистыми очертаниями зерна альбита (№ 0—7), иногда напоминающие по форме порфиробласты. Первичные структурно-текстурные особенности роговиков также затушевываются, и нередко полностью. Эпидот, как показывают микроскопические наблюдения, неодинаково охотно развивается по различным минералам. Например, пироксен очень редко разведается эпидотом, и то в самых незначительных количествах. Более активно идет

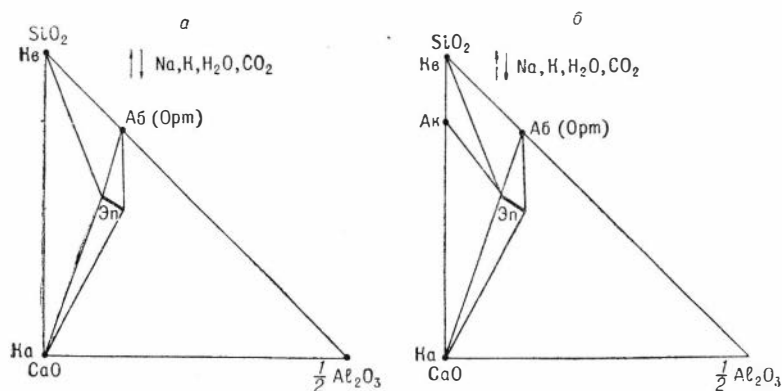


Рис. 27. Диаграмма состав-парагенезис эпидозитов (по вулкано-генным породам):

а — кислые эффузивы; б — основные и средние эффузивы.

замещение эпидотом граната и полевых шпатов. Этот процесс, как мы уже упоминали, связан с альбитизацией. Вместе с эпидотом по пироксену развивается актинолит и несколько позднее хлорит. В роговиках эпидот имеет почти тот же состав (не более 20% ферросилита), что и в порфиритах.

Эпидот-альбит-актинолитовые метасоматиты. Метасоматические породы, состоящие обычно из переменного количества эпидота, альбита, актинолита и хлорита, в рудных полях Тургая распространены весьма широко. Они слагают внешнюю ореольную зону скарноворудных тел, при этом во многих месторождениях центростремительно разрастаются, замещая пироксен-гранатовые скарны. В идеальном случае, как, например, в Бенкалинском месторождении, возникает грубоконцентрическая зональность: в центре рудной зоны располагаются руды, далее идет своеобразная оболочка гранатовых или пироксен-гранатовых скарнов, на внешней части размещены эпидот-актинолитовые и еще далее эпидот-альбит-актинолитовые метасоматиты. Последние постепенно или довольно резко сменяются обычными пропилитами.

Пропилитизации подверглись больше всего андезитовые и андезито-базальтовые порфириты и туфы. Вместе с тем в рудных зонах пропилитизацией бываю охвачены и интрузивные породы: габбро-диориты, диориты и особенно диоритовые порфириты. В Куржункульском и Соколовско-Сарбайском рудных полях диоритовые порфириты и вмещающие их эффузивы настолько изменены, что далеко не всегда удается провести между ними границу и определенно сказать, имеем ли мы дело с субвулканическими телами или же это метаморфизованные эффузивы.

Весьма характерно, что развитие по скарнам эпидот-актинолитовых метасоматитов и пропилитизация изверженных пород во времени совпадают и нередко совмещаются пространственно. Различия их заключаются в том, что апоскарновые метасоматиты не содержат альбита, а в пропилитах он главный минерал; кроме того, эпидот и актинолит в апоскарнах более железистые, чем в пропилитах. Вполне вероятно, что пропилитизация и образование апоскарновых эпидот-актинолитовых метасоматитов вызваны одними и теми же послемагматическими растворами, а близкий состав равновесных ассоциаций в этих образованиях позволяет считать, что при их формировании ряд подвижности компонентов был одинаковым.

Таблица 22

Химический состав актинолитов

Оксиды	Качар		Сарбай		Соколовка			
	вес. %	мол. колич.	вес. %	мол. колич.	вес. %	мол. колич.	вес. %	мол. колич.
SiO ₂	47,83	796	50,62	843	51,17	853	45,04	749
TiO ₂	0,29	4	0,15	003	0,15	003	0,45	5
Al ₂ O ₃	4,31	42	4,9	048	3,92	038	6,67	66
Fe ₂ O ₃	3,15	20	2,28	014	5,21	033	3,78	24
FeO	13,87	193	14,55	203	11,99	167	16,7	232
MnO	0,19	3	0,15	003	0,60	008	11,75	293
MgO	14,35	357	12,39	307	13,25	327	0,24	3
CaO	12,01	214	12,26	219	11,09	198	10,79	193
Na ₂ O	0,87	15	0,79	013	0,90	015	0,25	3
K ₂ O	0,51	5	Сл.	—	0,21	002	0,47	5
H ₂ O ⁻	0,40	—	—	—	0,25	011	—	—
H ₂ O ⁺	1,26	72	1,23	067	0,82	044	2,30	128
SO ₃	—	—	0,33	004	—	—	—	—
С у м м а	99,04	1721	99,65	1724	99,56	1699	98,44	1701
Источник	А. М. Дымкин		С. М. Прохорова		Д. О. Онтоев			

Подобно эпидоту, состав актинолита в метасоматитах определяется в основном составом исходных пород. В известняках и алюмосиликатных породах актинолит маложелезистый (Ng=1,632—1,653; Np=1,612—1,630, что соответствует 5—15% ферротремолита). В скарнах и особенно в рудах содержание ферротремолитовой молекулы повышается до 50% (Ng=1,668—1,660; Np=1,645—1,640; cNg=15—21°, Ng.—Np=0,017—0,023). Химический состав актинолита из околорудных метасоматитов приведен в табл. 22. Состав анализированных актинолитов выражается следующими формулами:

1. $(\text{Na}_{0,23}\text{K}_{0,08}\text{Mn}_{0,02}\text{Ca}_{1,9})_{2,23}(\text{Mg}_{3,24}\text{Fe}_{1,70}\text{Fe}_{0,31})_{5,25}[\text{OH}_{1,3}\text{O}_{0,7}]_2[\text{Fe}_{0,05}\text{Al}_{0,72}\text{Ti}_{0,03}\text{Si}_{7,2}]_8\text{O}_{22}$;
2. $(\text{Na}_{0,22}\text{Ca}_{1,95})_{2,17}(\text{Mg}_{2,7}\text{Fe}_{1,81}\text{Fe}_{0,25}\text{Mn}_{0,02}\text{Al}_{0,37})_{5,15}[\text{OH}_{1,18}\text{O}_{0,82}]_2[\text{Al}_{0,48}\text{Ti}_{0,02}\text{Si}_{7,5}]_8\text{O}_{22}$;
3. $(\text{Na}_{0,26}\text{K}_{0,02}\text{Ca}_{1,76})_{2,11}(\text{Mg}_{2,91}\text{Fe}_{1,49}\text{Fe}_{0,58}\text{Mn}_{0,02}\text{Al}_{0,2})_{5,2}[\text{OH}_{0,96}\text{O}_{1,04}]_2[\text{Al}_{0,47}\text{Ti}_{0,02}\text{Si}_{7,51}]_8\text{O}_{22}$;
4. $(\text{Na}_{0,05}\text{K}_{0,09}\text{Mn}_{0,03}\text{Ca}_{1,75})_{1,92}(\text{Mg}_{2,7}\text{Fe}_{2,1}\text{Fe}_{0,4}\text{Al}_{0,1})_{5,3}[\text{OH}]_{2,2}[\text{Al}_{1,15}\text{Ti}_{0,55}\text{Si}_{6,8}]_8\text{O}_{22}$.

Несмотря на тесную связь среднетемпературных апоскарновых образований и пропилитов, ореолы распространения их резко различны. Сколорудные эпидот-актинолитовые метасоматиты практически не выходят из зоны оруденения, тогда как пропилиты характеризуются площадным развитием, приурочиваясь не к отдельным интрузивам, а к интрузивным полям. Слабо выраженная температурная зональность в ореолах пропилитизации, по мнению Д. С. Коржинского, свидетельствует о том, что прогретость до средних температур вызывалась самими восходящими растворами.

Пропилитизация развивается более или менее равномерно по всей площади и не усиливается сколько-нибудь заметно в приконтактной части с интрузивами. Эпидот и актинолит одинаково охотно замещают и полевые шпаты, и темноцветные минералы. Структура пород при незначительном проявлении пропилитизации изменяется мало, но при более интенсивном метасоматозе, когда появляются обособленные гнезда эпидота и актинолита, происходит перекристаллизация первичных минералов. Например, в эффузивах основная масса становится похожей на роговики. Возможно, это и послужило основанием Ф. Тернеру и Дж. Ферхугену [136] выделить альбит-эпидотово-роговиковую фацию как внешнюю зону контактовых ореолов.

В нашем случае альбит-эпидот-актинолитовые метасоматиты по геологическим условиям не могут рассматриваться как фация роговиков, они занимают промежуточное положение между фациями регионально-го и контактового метаморфизма.

Пропилитизация наиболее полно проявляется в районах концентрации интрузивных пород и почти во всех рудных полях пространственно тесно связана с железорудением. И это, по-видимому, не случайно. Послемагматические растворы, вызывающие оруденение и пропилитизацию, нам кажется, имеют единый источник, но состав и свойства таких растворов со временем меняются, что и определяет различную во времени минерализацию. Следовательно, пропилитизация может рассматриваться как один из поисковых признаков на магнетитовое оруденение.

В рудной зоне эпидот-актинолитовые метасоматиты больше всего развиваются на месте скарнов. Признаки замещения пироксена и граната эпидотом и актинолитом отчетливо прослеживаются почти во всех скарновых месторождениях. Под воздействием термальных растворов, богатых углекислотой, скарновые минералы разлагаются, и на их месте обычно возникают следующие разновесные ассоциации:



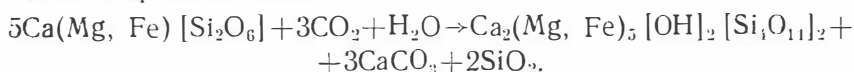
Расчеты показывают, что эти реакции протекают без существенного изменения объема.

Л. Н. Овчинников [101] экспериментально доказал, что образование амфибола по диопсиду может происходить и в отсутствие углекислоты, только под влиянием паров воды, при температурах 300—800°C. Амфибол развивается в данном случае псевдоморфно.

В скарновых месторождениях гистерогенные минералы — эпидот и альбит — возникают обычно позднее магнетита, образуя в рудах многочисленные жилки и гнезда. В некоторых случаях эти минералы появляются в конце рудного процесса. В месторождениях гидросиликатного типа эпидот-альбит-актинолитовые метасоматиты образуются вместе с магнетитом и даже несколько опережают его. Такие месторождения формировались в условиях малых глубин [43].

Актинолитовые метасоматиты в месторождениях развиты ограниченно. Актинолитовые метасоматиты с незначительным содержанием

кварца и кальцита образуются на месте пироксеновых скарнов предпочтительно в участках, где последние раздроблены (Сарбай, Соколовка). Разложение пироксена и образование по нему актинолита происходит под влиянием воды и углекислоты [101], при этом одновременно могут возникать кварц и кальцит:



В рассматриваемом случае актинолит развивается путем простого метасоматоза без существенного привноса и выноса компонентов. Среди скарнов актинолитовые метасоматиты образуют незначительные обособления груболинзовидной или столбообразной формы (карьер Соколовского месторождения). Их размещение определялось послескарновыми тектоническими нарушениями.

В Качарском и Коптжинском месторождениях актинолитовые метасоматиты встречаются на контакте известняков и порфиритов и среди магнетитовых руд. Они слагают незначительные по мощности полосы и линзы. Подобно скарнам эти метасоматиты развивались диффузионным путем на месте первичных пород. При этом кальций и кремний, необходимые для образования молекулы актинолита, заимствовались из исходных пород, а магний и железо привносились растворами.

Размещение актинолитовых метасоматитов вдоль границ карбонатных и алюмосиликатных пород свидетельствует о движении минерализующих растворов преимущественно по плоскостям наслоения.

Актинолитовые метасоматиты, образованные путем биметасоматоза, редко бывают мономинеральными. В экзоконтактовой части они всегда содержат значительное количество кальцита, а в эндоконтактовой — вместе с актинолитом постоянно встречаются эпидот, альбит, сфен и апатит.

Кварц-кальцит-хлоритовые метасоматиты. Низкотемпературные метасоматиты кварц-кальцит-хлоритового состава локализируются преимущественно вдоль зон тектонических нарушений и не распространяются далеко за их пределами. Кварц и кальцит часто образуют моно- и биминеральные жилки выполнения, рассекающие руды и окколрудные метасоматиты.

В отличие от метасоматитов среднетемпературной стадии названная ассоциация характеризуется линейным размещением, интенсивность метасоматоза здесь полностью определяется степенью раздробленности исходных пород.

Кварц-кальцит-хлоритовые метасоматиты не связаны с контактовым прогревом, они в одинаковой мере развиваются около интрузивов, по интрузивам и в значительном от них удалении.

Д. С. Коржинский [68], учитывая особенность размещений низкотемпературных метасоматитов, называет их околотрецинными или околотрецинными. Он считает, что изменение боковых пород происходит путем диффузии компонентов раствора, фильтрующихся по трещинам, через неподвижные поровые растворы данных пород.

Критерием образования рассматриваемой парагенетической ассоциации в условиях низких температур является неустойчивость эпидота и актинолита, которые подобно пироксену и гранату нередко нацело замещаются хлоритом и кальцитом. Альбит иногда сохраняется с кварцем и хлоритом, но никогда не ассоциирует с кальцитом.

Количественные соотношения минералов околотрецинных метасоматитов в основном определяются составом исходных пород. Если метасоматозом охвачены средние и основные вулканогенные породы, то в них

всегда преобладает хлорит (до 65—70%); количество кальцита не превышает 25%, а кварца — всего лишь 5—10%. Под микроскопом такие породы характеризуются обилием спутанно-волокнутого хлорита, среди сплошного поля которого бывают видны участки тонкозернистого кальцита и одиночные выделения кварца. В некотором удалении от трещин метасоматоз ослабевает, и в породе появляются реликты серицитизированного плагиоклаза; затем постепенно восстанавливается и структура первичных пород, в которых хлорит представлен уже только небольшими участками, а кальцит и кварц часто не встречаются вообще. Такое же соотношение этих минералов характерно и для случая замещения ими пироксеновых скарнов. Состав данной равновесной ассоциации приведен на рис. 28.

При околотрещинном метасоматозе кислых пород, например кварцевых порфиров Качарского и Давыдовского месторождений, среди вновь

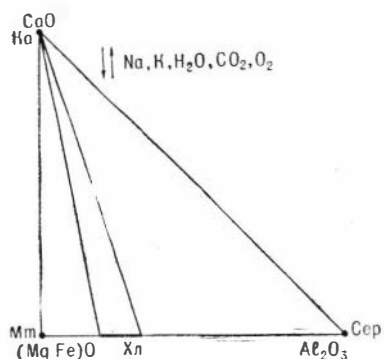


Рис. 28. Диаграмма состав-парагенезис низкотемпературных метасоматитов (по основным и средним вулканогенным породам).

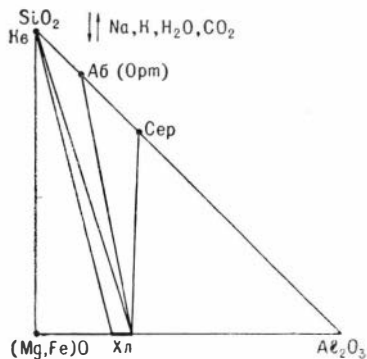


Рис. 29. Диаграмма состав-парагенезис низкотемпературных метасоматитов (по кислым вулканогенным породам).

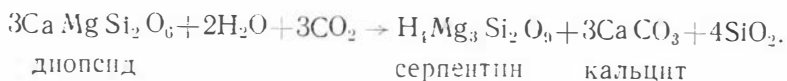
возникающих минералов доминирует кварц (до 70%); хлорит хотя и равномерно распределяется, но, как правило, не превышает 15—20%, а кальцит или совершенно отсутствует (и вместо него появляется мелкозернистый альбит), или рассеивается в виде одиночных зерен. Парагенезис этих минералов приведен на рис. 29.

Необходимо отметить, что в равновесной ассоциации с хлоритом часто появляется серицит, но он аналогично минералам прэпилитов характеризуется площадным распространением и не обнаруживает определенной приуроченности к околотрещинным метасоматитам. Серицитизация, по-видимому, связана с региональным метаморфизмом.

Тальк-серпентиновые метасоматиты. Необычные для Тургая околорудные тальк-серпентиновые метасоматиты встречены нами в Бенкалинском и Елтайском месторождениях в виде небольших линз и гнезд среди магнетитовых руд, пироксеновых скарнов и в доломитизированных известняках.

Появление талька и серпентина связано здесь с разложением магниевого пироксена-диопсида, реликты которого изредка наблюдаются под микроскопом среди этих минералов.

Разложение диопсида скорее всего происходит под влиянием гидротермальных растворов, богатых углекислотой, по следующей известной схеме:

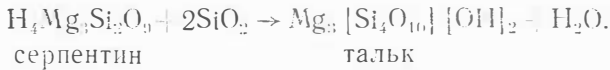


диопсид

серпентин

кальцит

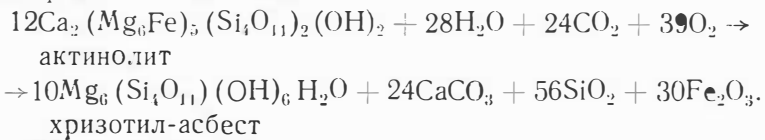
При этой реакции вместе с серпентином возникают кальцит и кварц, мелкие зерна которых иногда отмечаются среди спутанно-волокнистых и пеллетчатых агрегатов серпентина. Реакция, однако, на этом не заканчивается. На образование кварца расходуются, по-видимому, только часть кремниевой кислоты, другая ее часть вступает в реакцию с уже возникшим серпентином и тем самым способствует появлению талька:



Тонкочешуйчатые агрегаты талька явно более поздние, обособляются в серпентиновой массе пятнами и легко распознаются под микроскопом благодаря высокой силе дву-преломления. Диаграмма состав-парагенезис описываемых метасоматитов изображена на рис. 30.

Среди спутанно-волокнистой тальк-серпентиновой массы постоянно наблюдается магнетит в виде мелкой и довольно густой вкрапленности. Этот магнетит является более ранним, паложеным на скарны. По-видимому, он сохранился при серпентинизации бедных пироксен-магнетитовых руд.

В Шагыркульском месторождении А. Е. Бекмухаметовым [11] описаны жилки хризотил-асбеста, ассоциирующие с кальцитом, кварцем и гематитом. Их возникновение, возможно, связано с разложением актинолита углекислыми растворами в условиях повышенного кислородного потенциала:



Жилки хризотил-асбеста являются низкотемпературными образованиями, они пересекают актинолитовые метасоматиты и актинолит-магнетитовые руды.

Следует заметить, что при разложении диопсида вкрапленный магнетит не претерпевает окисления, в то время как при образовании хризотил-асбеста по актинолиту повышенная активность кислорода способствует переходу Fe^{2+} в Fe^{3+} и образованию гематита.

Цеолиитовые метасоматиты. Идея о возможности выделения самостоятельной цеолитовой фации впервые была высказана Эскола [154]. Однако в дальнейших его работах эта идея не нашла отражений на том основании, что подобные ассоциации не образуют равновесных систем и их природа «зависит в значительной степени от состава, реакции и концентрации воздействующего раствора».

Позднее Ф. Д. Тернер [133], основываясь на исследованиях Кумбса (Coombs), выделил в составе фаций регионального метаморфизма самостоятельную цеолитовую фацию, минеральные ассоциации которой устойчивы в условиях низких давлений и относительно невысоких температур.

Цеолиитовые образования Тургая развиты преимущественно в рудных зонах и за пределами рудных полей практически не встречаются.

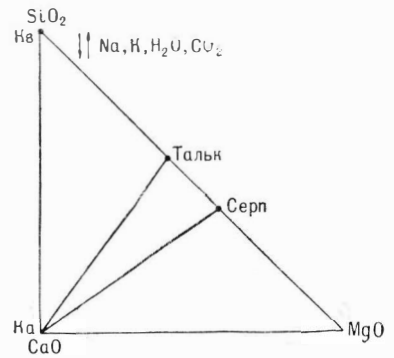


Рис. 30. Диаграмма состав-парагенезис тальк-серпентиновых метасоматитов.

Поэтому мы рассматриваем эти метасоматиты как образования локальные, генетически связанные с процессами формирования месторождений. На этом основании их следует относить к фации контактового метаморфизма, хотя определенной связи с интрузивами они и не обнаруживают.

Цеолиты развиваются в трещинках, образуя в порфиритах, туфах и интрузивах мономинеральные прожилки. В зонах брекчирования этих пород цеолиты встречаются вместе с кальцитом в цементе, проникая по

Таблица 23

Химический состав цеолитов

Оксиды	Шабазит, вес. %		Томсонит, вес. %		Гейландит, вес. %	Десмин, вес. %
	Качар	Сарбай		Качар	Соколовка	Качар
SiO ₂	54,83	50,48	48,22	50,52	56,3	54,6
TiC ₂	—	0,02	Сл.	0,05	Сл.	—
Al ₂ O ₃	16,26	8,24	18,20	17,46	16,44	18,0
Fe ₂ O ₃	0,12	0,96	—	1,96	0,56	—
FeO	—	—	—	—	—	—
MnO	—	—	—	0,04	0,04	0,01
MgO	0,27	0,16	0,24	0,48	1,02	0,04
CaO	8,07	6,30	7,26	6,88	5,40	7,9
Na ₂ O	1,61	3,34	2,88	3,97	2,33	1,5
K ₂ O	0,21	1,04	3,10	0,84	1,70	—
H ₂ O ⁻	7,09	7,30	19,99	—	2,60	—
H ₂ O ⁺	11,18	12,7	—	—	13,60	—
BaO	—	—	—	—	0,12	—
п. п. п.	0,65	—	—	16,94	—	18,81
Сумма	100,29	90,54	99,89	99,14	100,11	100,86
Оптические константы	Ng=1,486— —1,473 Np=1,479— —1,470 Ng—Np= 0,002—0,009			Ng=1,542 Np=1,528	Ng=1,503 Np=1,494	Ng=1,505— —1,503 Np=1,495— —1,491 cNp=9—11°
Источник	А. М. Дымкин	С. М. Прохорова		А. М. Дымкин	Д. О. Онтоев	А. М. Дымкин

сети микротрещин в обломки. Вблизи трещин во вмещающих породах они замещают плагиоклазы; пироксен и роговая обманка в основном сохраняются, и только на внешней части этих минералов, особенно в участках соприкосновения их с цеолитизированными плагиоклазами, появляется в виде защитной каемки хлорит. В известняках цеолиты не встречаются, что связано с инертным поведением глинозема [68].

В Качарском месторождении нами наблюдались даже такие случаи, когда один и тот же прожилок в порфиритах был сложен цеолитами, а в известняках — кальцитом. Вместе с тем в этом же месторождении среди магнетитовых руд часто встречаются пустотки, стенки которых выполнены кристаллами шабазита, десмина или натролита. Эти минералы, нарастающие непосредственно на магнетит или же на крупнокристаллические агрегаты кальцита, образованы путем отложения из истинных растворов, в которых присутствовал и глинозем. Следовательно, в некоторых случаях глинозем при низких температурах может переходить в раствор, на какое-то расстояние перемещаться, а затем при соответствующих условиях осаждаться. Химические анализы цеолитов показаны в табл. 23.

В Сарбайском, Качарском и Соколовском месторождениях широко развиты цеолиты, образованные на месте скаполитовых пород. Они характеризуются площадным распространением, но и здесь интенсивность метасоматоза находится в прямой зависимости от степени раздробленности скаполитовых пород.

Цеолиты, как установлено при микроскопическом изучении, образуют либо гомоосевые псевдоморфозы по скаполиту, либо псевдоморфозы замещения мелкозернистым цеолитовым агрегатом. В первом слу-

Таблица 24

Химический состав алунитовой породы

Оксиды	Содержание, %	Атомное количество	Алунисты		Алуминит	Апатит	Лейкоксит	Гематит	Остаток
			кальцевый	натриевый					
SiO ₂	0,04	0,60	—	—	—	—	—	—	0,60
Al ₂ O ₃	39,68	780,00	192	462	126	—	—	—	—
TiO ₂	0,02	0,25	—	—	—	—	0,25	—	—
Fe ₂ O ₃	0,59	7,40	—	—	—	—	—	7,4	—
MgO	0,13	3,23	—	—	—	—	—	—	3,23
CaO	0,07	1,25	—	—	—	1,25	—	—	—
K ₂ O	3,00	64,00	64	—	—	—	—	—	—
Na ₂ O	4,78	154,00	—	154	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0,06	0,84	—	—	—	0,75	—	—	0,09
SO ₃	40,65	506,00	128	308	63	—	—	—	7,00
H ₂ O	11,69	1280,0	192	462	567	—	—	—	59,00
Сумма	100,71	2797,57	576	1386	756	2,00	0,25	7,4	69,92
Содержание минералов, %	100	—	20,5	49,7	27,0	0,07	0,01	0,3	2,42

Примечание. Химический анализ выполнен в Казахском институте минерального сырья.

чае скаполит замещается преимущественно изотропным альцитом, во втором — натролитом. Ассоциирующие со скаполитом пироксен, гранат, магнетит, реже апатит и сфен сохраняются при цеолитизации без видимых изменений.

Цеолитизация скаполита происходит под влиянием низкотемпературных растворов без привноса и выноса алюминия, кремния и кальция. Освобождающийся при разложении скаполита хлор не вступает в дальнейшую реакцию и не образует в эту стадию хлорсодержащих минералов; по-видимому, он выносится растворами за пределы рудной зоны.

Алунистые метасоматиты. Алунистые породы обнаружены в Качарском месторождении С. И. Кандауровым в восточной части рудного поля. Впервые определены они были нами и детально описаны Н. М. Беляшовым и К. Р. Плеховой. Пока это первая находка в Тургае.

Алунистые метасоматиты приурочены к зоне субширотного разлома и образованы на месте слоистой толщи, представленной грубообломочными туфами, туфопесчаниками и андезитовыми порфиритами. Подобно другим метасоматическим процессам, алунификация проявилась неравномерно, отдельными участками, причем мономинеральные обособления алуниста редки; обычно вместе с ним бывают развиты халцедон, гематит и иногда каолинит. Однако в целом алунификация протекала наиболее интенсивно вблизи разлома, где первичные породы больше

всего раздроблены и перемяты. По одной из скважин (№ 717) Н. М. Беляшовым и К. Р. Плеховой в направлении от разлома подмечена следующая смена минеральных ассоциаций: кварц-алунитовая → каолини-
товая → халцедон-гематитовая → окремненные и гематитизирован-
ные первичные породы → неизмененные первичные породы.

Алунитовые метасоматиты под микроскопом представлены тонко-
зернистыми агрегатами алунита ($N_g=1,587$; $N_p=1,572$; $N_g-N_p=0,015$),
среди которых постоянно отмечаются в том или ином количестве халце-
дон и тонкораспыленный гематит. Химический состав алунитовой поро-
ды и расчет на молекулярный состав (по Н. М. Беляшову) приведен в
табл. 24.

Обращает на себя внимание пониженное содержание в породе ще-
лочей и в то же время заметно повышенное количество (относительно
теоретического состава) глинозема и серного ангидрита, что может быть
объяснено присутствием здесь алюминита, который обычными оптиче-
скими методами не отличим от алунита. Преобладание в алуните нат-
рия над калием, по мнению Н. И. Наковинка, обычно для случая, когда
минерал развивается по алюмосиликатным породам среднего состава.

Появление алунитовых метасоматитов в Качарском рудном поле
скорее всего связано с воздействием на вулканогенные породы серно-
кислых растворов, которые возникают в рудной зоне в результате раз-
ложения осадочных ангидритов при их скарнообразовании и рудном
метасоматозе. Ангидритсодержащие породы расположены юго-запад-
нее алунитовых метасоматитов и на 600—800 м гипсометрически ниже.

ГЕНЕЗИС МЕСТОРОЖДЕНИЙ**ЭТАПЫ И СТАДИИ МИНЕРАЛИЗАЦИИ
И ПОВЕДЕНИЕ ГЛАВНЫХ ПЕТРОГЕННЫХ И РУДОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ
ПРИ ПРОЦЕССАХ МЕТАМОРФИЗМА,
НЕРУДНОГО МЕТАСОМАТОЗА И ОРУДЕНЕНИЯ**

Процесс формирования контактово-метасоматических месторождений разделяется на ряд последовательных этапов и стадий, отвечающих постепенному снижению температуры и изменению режима щелочности — кислотности растворов.

Основной критерий многостадийности метасоматических процессов — смена одних парагенетических ассоциаций другими. Отчетливые признаки телескопирования характерны для всех без исключения изученных нами месторождений. Причем равновесные минеральные ассоциации развиваются обычно широким фронтом, замещая как первичные породы, так и ранее образованные метасоматиты. В рассматриваемых месторождениях не устанавливаются сколько-нибудь четко выраженные деформационные перерывы между отдельными ассоциациями, поэтому термин «стадия» понимается здесь в сущности как температурная ступень равновесия (Д. С. Коржинский), отражающая определенный период формирования минеральных ассоциаций. Надо сразу же подчеркнуть, что если температура и состав растворов изменяются непрерывно и более или менее постепенно, то минеральные превращения осуществляются скачкообразно. Это, конечно, не значит, что все минералы одной ступени равновесия начинают выделяться и заканчивают кристаллизацию одновременно. Внутри почти каждой ступени равновесия намечается определенная последовательность минералообразования, но во всех случаях равновесное состояние сохраняется. В то же время четко фиксируется процесс наложения другой, более поздней стадии минерализации.

Отдельные стадии, сближенные во времени и несущие некоторые черты сходства по условиям образования, мы объединяем в этапы. Последние представляют более крупную, чем стадия, категорию периодов формирования месторождений. Этапы разделены деформационными перерывами, продолжительность которых, к сожалению, остается неизвестной.

Основываясь на анализе структурных взаимоотношений различных минералов, учитывая пространственные и возрастные соотношения метасоматитов и руд, возможно выделить два основных этапа минерализации:

1-й—магматический, включающий ороговкование и мраморизацию;

2-й—послемагматический—метасоматический, в нем различаются стадии: а) высокотемпературные, б) среднетемпературная, в) низкотемпературные.

Петрография метасоматитов и соотношение отдельных минеральных ассоциаций описаны в предыдущей главе, поэтому в данном разделе, используя многочисленные химические анализы, основное внимание уделено характеристике процессов привноса-выноса компонентов в разные стадии метасоматоза.

Описание стадий минерализации дается в обобщенном виде, и естественно, что в отдельных месторождениях некоторые ступени равновесия отсутствуют совершенно или проявились далеко не полно.

Магматический этап

Отличительной особенностью этого этапа, как наиболее раннего, является метаморфизм первичных пород без существенного привноса и выноса компонентов. Контактное воздействие интрузии в этот период выразилось в перекристаллизации осадочных и вулканогенных пород с образованием на их месте роговиков и мраморов.

Роговики возникли в условиях прогрессивной стадии метаморфизма под влиянием тепла интрузий. Перекристаллизация вмещающих пород вызывалась активным воздействием на них потоков сквозьмагматических растворов. В некоторых случаях процесс ороговкования сопровождался инфильтрационным метасоматозом, при котором щелочи, магний и частично железо обладали некоторой подвижностью. В целом роговики Тургая по составу и условиям образования очень сходны с роговиками скарновых месторождений Урала [68].

Следует отметить, что участие сквозьмагматических растворов в процессах ороговкования некоторыми исследователями ставится под сомнение. В частности, Ф. К. Шипулин [143] считает, что магматические расплавы содержат незначительное количество воды и ее совершенно недостаточно для того, чтобы пропитать значительные объемы боковых пород и вызвать на больших площадях ороговкование. Он приходит к выводу, что процесс контактового метаморфизма около гипабиссальных интрузий представляет в основном взаимодействие горячей, не пересыщенной водой магмы с увлажненными и сравнительно холодными боковыми породами. При этом значительных односторонних перемещений влаги не происходит, но имеет место непрерывное ее местное дифференциальное перемещение. Последнее вызывается неодинаковым прогревом контактовой зоны, приводящим к появлению градиента температур и влажности.

Не отрицая в принципе возможность образования роговиков подобным путем, необходимо все же заметить, что если считать увлажненность пород одним из основных факторов контактового метаморфизма, то становится совершенно непонятным отсутствие зон ороговкования около ультраосновных и некоторых основных интрузий, температура кристаллизации которых достаточно высока, чтобы обеспечить необходимый прогрев вмещающих толщ и вызвать циркуляцию местных вод.

С другой стороны, об участии выделяющихся из магмы растворов при процессах роговиковой перекристаллизации свидетельствуют многие факты и, в частности, некоторые элементы-примеси, содержащиеся в повышенных количествах в роговиках и характерные для данного типа магмы, а также привнос магния и иногда железа в породы, подвергшиеся ороговкованию.

Наряду с обычными роговиками в рудных полях Тургая иногда отмечаются весьма своеобразные пироксен-плагноклазовые породы с типичной роговиковой структурой. Они прослеживаются отдельными блоками внутри вулканогенных образований и, что самое характерное, не связаны пространственно с контактовыми зонами интрузивов. В данном случае роговиковая перекристаллизация вулканогенных пород вызывалась высокотемпературными растворами, привносимыми в небольшом количестве магний. Пироксен-плагноклазовые породы являются наиболее ранними продуктами метасоматоза и вполне оправданно должны быть отнесены к роговиковой ступени равновесия. В Качарском, Соколовском и других месторождениях на них накладываются скаполитизация, скарны и более низкотемпературные метасоматиты.

Послемагматический этап

Данный этап отделен от магматического деформационным перерывом. Характерная черта этапа—привнос послемагматическими растворами в эффузивно-осадочные породы различных компонентов, обуславливающих интенсивные процессы метасоматоза.

Послемагматический этап может быть подразделен на ряд последовательных стадий:

I. Сорудные стадии

- | | | |
|---|---|---------------------|
| 1) альбитовая | } | высокотемпературные |
| 2) скаполитовая | | |
| 3) скарновая | | |
| 4) эпидот-альбит-актинолитовая — среднетемпературная. | | |

II. Послерудные стадии

- | | | |
|-----------------------------|---|---------------------|
| 5) кварц-хлорит-кальцитовая | } | низкотемпературные. |
| 6) цеолитовая | | |

Магнетитовая минерализация начинается вместе с выделением скаполита и заканчивается в одних месторождениях вслед за скарнообразованием, а в других—значительно позднее—вместе с эпидотом и актинолитом. В соответствии с этим магнетитовое оруденение в Тургайских месторождениях может быть подразделено на два типа: 1) сопутствующее и 2) наложенное, заметно отстающее от процесса скарнообразования.

I. Сорудные стадии

Альбитовая стадия. Натровый метасоматоз, вызывающий околорудную альбитизацию вулканогенных и интрузивных пород, является наиболее ранним послемагматическим процессом. Однако некоторые исследователи [58] щелочной метасоматоз относят к прогрессивной стадии метаморфизма, полагая, что он протекал одновременно с прогревом вмещающих пород. Такое предположение не соответствует действительности, поскольку альбитизация во всех известных нам случаях накладывается на интрузивные породы, в контактовой зоне которых она проявляется. О высокой температуре образования рассматриваемых метасоматитов свидетельствует парагенезис альбита с пироксеном и неустойчивость в этой ассоциации эпидота и актинолита. Альбитизация обычно

распространена более широким ореолом, чем скарны и оруденение, образуя внешнюю околорудную зону осветления.

Участки альбитизированных пород имеют очень сложную морфологию; нередко они разобщены между собой, представляя своеобразные «подвешенные» блоки внутри эффузивов и туфов. Осветление вызывается тем, что натриевый метасоматоз полевошпатовых пород одновременно сопровождается разложением феррических минералов и выносом входящих в их состав железа и магния. Сопоставление химических анализов альбитизированных порфиритов с малоизмененными их разностями (табл. 25 и 26) показывает, что при щелочном метасоматозе проис-

Таблица 25

Поведение химических компонентов при процессах альбитизации

Окислы	Андезитовый порфирит (среднее из 26 анализов)		Альбитизированный порфирит (Соколовка) 131236		Количество компонентов в 100 см ³ андезитового порфирита, г	Количество компонентов в 100 см ³ альбитизированного порфирита, г	Привнос	Вынос
	весовые %	привед. к 100 %	весовые %	привед. к 100 %				
SiO ₂	53,52	53,63	62,45	62,85	146,91	167,18	20,27	—
TiO ₂	0,78	0,78	0,50	0,50	2,14	1,33	—	0,81
Al ₂ O ₃	17,76	17,80	17,16	17,27	48,78	45,94	—	2, 84
Fe ₂ O ₃	4,10	4,10	1,81	1,82	11,24	4,84	—	6,40
FeO	4,02	4,05	0,55	0,55	11,10	1,46	—	9,64
MnO	0,22	0,22	0,20	0,20	0,60	0,53	—	0,07
MgO	3,93	3,93	0,35	0,35	10,77	0,93	—	9,84
CaO	5,85	5,88	4,57	4,59	16,12	12,21	—	3,91
Na ₂ O	4,77	4,77	10,11	10,17	13,08	27,05	13,97	—
K ₂ O	1,51	1,51	0,86	0,88	4,14	2,34	—	1,80
п.п.п.	3,33	3,33	0,80	0,82	9,12	2,19	—	—
Сумма	99,79	100,0	99,36	100,0				
Объемный вес		2,74		2,66				

Таблица 26

Поведение химических компонентов при процессах альбитизации

Окислы	Андезитовый порфирит (среднее из 26 анализов)		Альбитизированный порфирит (Качар) 159114		Количество компонентов в 100 см ³ андезитового порфирита, г	Количество компонентов в 100 см ³ альбитизированного порфирита, г	Привнос	Вынос
	весовые %	привед. к 100 %	весовые %	привед. к 100 %				
SiO ₂	53,52	53,63	56,01	56,37	146,91	150,92	4,01	—
TiO ₂	0,78	0,78	0,65	0,65	2,14	1,78	—	0,36
Al ₂ O ₃	17,76	17,80	18,60	18,72	48,78	50,20	1,42	—
Fe ₂ O ₃	4,10	4,10	1,02	1,03	11,24	2,78	—	8,46
Fe ₂ O	4,02	4,05	0,83	0,83	11,10	2,22	—	8,88
MnO	0,22	0,22	0,09	0,09	0,60	0,24	—	0,36
MgO	3,93	3,93	3,91	3,94	10,77	10,62	—	0,15
CaO	5,85	5,88	5,51	5,55	16,12	14,90	—	1,22
Na ₂ O	4,77	4,77	7,50	7,55	13,08	20,20	7,12	—
K ₂ O	1,51	1,51	1,43	1,44	4,14	3,88	—	0,26
п.п.п.	3,33	3,33	3,80	3,83	9,12	10,26	—	—
Сумма	99,79	100,0	99,35	100,0				
Объемный вес		2,74		2,68				

ходит привнос натрия и кремния и значительный вынос железа, магния, кальция и калия. Вместе с этими компонентами частично выносятся титан и марганец. Содержание алюминия также несколько изменяется; по-видимому, он претерпевает местную миграцию.

Вполне возможно, что железо, извлеченное из порфиритов, в какой-то мере являлось источником накопления его в рудной зоне. Л. Н. Овчинников [101] путем простого пересчета показал, что для образования 1 м³ вкрапленных руд с содержанием железа 30% необходима обработка всего 5—8 м³ порфирита. Расчеты, проведенные нами для Тургайских месторождений (табл. 27), вполне подтверждают эти данные.

Таблица 27

Поведение железа и магния при процессах альбитизации, %

Окислы	Анализаторный порфирит (среднее из 26 анализов)	Каچار	Соколовка	Бенкала	Куржункуль	Ка ч а р		
		Альбитизированный порфирит				кварцевый порфир (среднее из 5 анализов)	альбитизированный кварцевый порфир	
		159,14	13,236	17,56,8	159,53		40,158	38,445
SiO ₂	53,63	56,37	62,85	52,75	57,31	73,90	61,85	63,74
TiO ₂	0,78	0,65	0,50	0,40	0,55	0,23	0,24	0,23
Al ₂ O ₃	17,80	18,72	17,27	20,22	17,99	13,56	11,80	16,75
Fe ₂ O ₃	4,10	1,03	1,82	1,82	1,26	1,01	4,85	0,89
FeO	4,05	0,83	0,55	2,06	2,19	0,97	3,77	2,05
MnO	0,22	0,09	0,20	0,11	0,07	0,05	0,11	0,09
MgO	3,93	3,94	0,35	3,65	2,52	0,37	1,67	1,10
CaO	5,88	5,55	4,59	8,61	8,98	0,55	3,52	2,31
Na ₂ O	4,77	7,55	10,17	5,66	4,50	3,87	6,37	5,98
K ₂ O	1,51	1,44	0,88	1,01	0,75	3,62	2,24	2,93
п.п.п.	3,33	3,83	0,82	3,71	3,88	1,87	3,58	3,94
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Fe металлич.	5,99	1,37	1,70	2,87	2,58	1,47	6,34	2,23
Mg металлич.	2,37	23,9	0,21	2,20	1,52	0,22	1,00	0,68
Объемный вес Колич.	2,74	2,68	2,66	2,71	2,67	2,57	2,76	2,76
Fe металлич. в 100 см ³ , г	16,41	3,67	4,52	7,78	6,89	3,78	17,50	6,15
Колич.								
Mg металлич. в 100 см ³ , г	6,49	6,55	0,58	6,02	4,16	0,60	2,74	1,86

Однако железо, освобождающееся при альбитизации порфиритов, по-видимому, полностью переходит в руды. Значительная часть его перераспределяется во вмещающих породах и входит в состав новообразований пироксена и вкрапленного магнетита. Последний очень часто в повышенных количествах наблюдается в малоизмененных порфиритах на границе их с альбитизированными разностями. Поведение магния (см. табл. 25, 26 и 27) более сложное. В одних случаях он вместе с железом выносится в больших количествах, а в других—сохраняется без существенных изменений и входит в состав пироксена. Незначительно порода обогащается титаном и марганцем.

Несколько иначе проявляется щелочной метасоматоз в кислых породах. Так, при альбитизации кварцевых порфиров Каچارского месторождения (табл. 28) железо, магний и кальций привносятся вместе

с натрием в довольно больших количествах, в то же время кремний и калий выносятся. Как и в вышеописанном случае, привнесенное железо и магний расходуются в основном на образование пироксена.

Сравнивая данные табл. 25, 26 и 28, нетрудно заметить, что при щелочном метасоматозе главные петрогенные элементы ведут себя различно: в одних случаях они выносятся, а в других—привносятся, т. е. происходит их перераспределение.

Какова истинная доля участия местного железа в процессах скарно- и рудообразования, сказать пока трудно. Мы не располагаем необходимыми материалами для расчета привноса-выноса его в объеме

Таблица 28

Поведение химических компонентов при процессах альбитизации								
Окислы	Кварцевый порфир (среднее из 5 анализов)		Альбитизированный кварцевый порфир (среднее из 2 анализов)		Количество компонентов в 100 см ³ в 100 см ³ порфира, г	Количество компонентов в 100 см ³ альбитизированного кварцев. порфира, г	Привнос	Вынос
	весовые %	привед. к 100 %	весовые %	привед. к 100 %				
SiO ₂	74,12	73,90	63,0	62,75	189,92	173,19	—	16,73
TiO ₂	0,23	0,23	0,23	0,23	0,59	0,64	0,05	—
Al ₂ O ₃	13,60	13,56	14,38	14,34	34,85	39,58	4,73	—
Fe ₂ O ₃	1,02	1,01	2,87	2,85	2,60	7,88	5,28	—
FeO	0,98	0,97	2,92	2,90	2,49	8,01	5,52	—
MnO	0,05	0,05	0,10	0,10	0,14	0,29	0,15	—
MgO	0,37	0,37	1,39	1,38	0,95	3,82	2,87	—
CaO	0,55	0,55	2,93	2,92	1,41	8,07	6,66	—
Na ₂ O	3,88	3,87	6,20	6,17	9,95	17,04	7,09	—
K ₂ O	3,63	3,62	2,60	2,59	9,30	7,06	—	2,24
п.п.п.	1,87	1,87	3,78	3,77	4,80	10,42	—	—
Сумма	100,3	100,0	100,4	100,0				
Объемный вес		2,57		2,76				

всей альбитизированной толщи. Однако если учесть значительный объем альбитизированных пород, то и при небольшом выносе железа в рудную зону могут создаваться в локальных участках большие его конкреции. Практически количество железа, извлеченного из вмещающих толщ, вполне достаточно для образования крупных месторождений.

Скаполитовая стадия. Процесс скаполитизации, связанный с деятельностью высокотемпературных послемагматических растворов, проявился в широких масштабах в Качарском, Давыдовском, Соколовском, Сарбайском и Алешинском месторождениях. Метасоматическому замещению скаполитом подверглись не только осадочно-вулканогенные и интрузивные породы, но и образовавшиеся ранее роговики и альбититы.

Анализы первичных и метасоматически измененных пород показывают, что послемагматические растворы выносили в зону минерализации большое количество хлора и железа, которые вступали с первичными породами в реакционное взаимодействие, обуславливая процессы скаполитизации и оруденения. В качестве примера можно привести анализы альбитизированных туфов и возникших при их метасоматозе пироксен-скаполитовых пород с вкрапленностью магнетита. Как видно из табл. 29, процесс идет с привносом хлора, железа, магния и кальция, сопровождаясь выносом кремния и щелочей. Привнесенные компоненты фиксируются во вновь образованных минералах—скаполите, пирок-

сене и магнетите. Вынос щелочей в данном случае связан с метасоматозом альбитизированных туфов, в которых количество натрия при образовании кислого скаполита было «излишним». Это, конечно, не значит, что щелочи в целом растворами не привносились, в приведенном примере они просто не зафиксировались в минералах. В других случаях, например при скаполитизации первично неизмененных средних и основных плагноклазов, натрий отмечается в повышенных количествах, т. е. он привносится вместе с хлором и железом.

Что касается кремния и алюминия, то они в целом ведут себя инертно, т. е. сохраняются в метасоматической зоне без существенного коли-

Таблица 29

**Поведение химических компонентов при процессах скаполитизации
(Качарское месторождение)**

Оксиды	Т у ф (среднее из 4 анали- зов)		Пироксен-скаполито- вая порода (среднее из 2 анализов)		Количество компонен- тов в 100 см ³ туфа. г	Количество компонентов в 100 см ³ пироксен- скаполит. породы. г	Прив- нос	Вы- нос
	весовые %	привед. к 100 %	весовые %	привед. к 100 %				
SiO ₂	53,00	53,19	43,76	43,66	135,1	117,88	—	17,22
TiO ₂	0,85	0,86	0,79	0,80	2,16	2,18	0,02	—
Al ₂ O ₃	16,47	16,51	15,87	15,83	41,94	42,74	0,8	—
Fe ₂ O ₃	7,4	7,43	8,87	8,84	18,87	23,87	5,0	—
FeO	1,88	1,89	5,66	5,65	4,80	15,26	10,46	—
MnO	0,22	0,23	0,15	0,15	0,58	0,41	—	0,17
MgO	3,59	3,61	8,13	8,11	9,17	21,9	12,73	—
CaO	4,26	4,27	7,24	7,22	10,85	19,49	8,64	—
Na ₂ O	5,62	5,63	3,62	3,61	14,3	9,75	—	4,55
K ₂ O	1,66	1,66	0,81	0,81	4,22	2,19	—	2,03
п.п.п.	4,70	4,72	5,34	5,32	11,99	14,36	2,37	—
Сумма	99,65	100,0	100,24	100,0				
Объем- ный вес		2,54		2,70				
Cl	0,21		1,50		0,53	4,05	3,52	—

чественного изменения. Наблюдаемый привнос и вынос их кажущийся. На самом деле они перераспределяются только в толще. Лучшее доказательство инертности этих компонентов—отсутствие скаполита в чистых известняках.

Железо в скаполитовую стадию было подвижным. Наличие обильной вкрапленности магнетита (нередко титаномагнетита) в скаполитовых метасоматитах в виде пойкилитовых включений и ксеноморфных зерен, выполняющих промежутки между кристаллами скаполита, свидетельствует о том, что процесс скаполитизации сопровождался одновременно привносом и отложением значительных количеств железа. Причем главная масса магнетита образовалась метасоматическим путем.

В. А. Заварицкий [52] высказывает предположение, что в интерстициях скаполита магнетит выделялся непосредственно из растворов и что эти интерстиции представляли собой до оруденения полости, возникшие при скаполитизации каких-то сильно пористых вулканических пород. Фактический материал не подтверждает этого. В месторождениях Тургая имеется большое количество почти мономинеральных скаполитовых метасоматитов, однако ни в одном случае ни нам, ни другим исследователям не удалось видеть в них значительной пористости. Поры в скаполитовых метасоматитах занимают примерно такой же объем,

как и в исходных вулканитах (не более 3—7% от общего объема породы). В то же время магнетит в интерстициях скаполит-магнетитовых руд составляет до 30—35% объема породы. Наконец, в одних и тех же скаполитовых метасоматитах легко проследить постепенное увеличение магнетита в интерстициях от единичных зерен до больших по объему его скоплений и видеть постепенное замещение магнетитом либо скаполита, либо пироксена.

Скаполитизация по отношению рудного процесса более кратковременная. Магнетитовая минерализация разрастается с большей интен-сивностью после того, как скаполит практически прекратил выделяться. В Качарском месторождении отчетливо прослеживаются все стадии замещения скаполита магнетитом, вплоть до образования сплошных магнетитовых руд, в которых скаполит сохранился в виде стдельных изъеденных реликтов.

Зная это, нельзя согласиться с мнением П. Н. Кобзаря и Н. М. Беляшова [58], что в пироксен-скаполитовых метасоматитах магнетитом замещался преимущественно диопсид. При этом, по их мнению, реакция протекала как бы непрерывно, т. е. «вытесняемая из диопсида MgO извлекала SiO₂ и CaO из других минералов и вновь осаждалась в виде диопсида. Поэтому при любом содержании в руде магнетита присутствует практически одинаковое количество диопсида». В своих рассуждениях авторы явно нелогичны.

В самом деле, если пироксен сохраняется в равных количествах во всех типах руд, то это значит, что при рудном метасоматозе он не претерпевал изменений, а магнетит выделялся на месте других минералов и, в частности, за счет разложения скаполита, признаки замещения которого наблюдаются повсеместно и весьма отчетливо. С другой стороны, неверны рассуждения авторов и относительно инертного поведения магния. Как видно из приведенных ниже химических анализов и данных пересчетов (табл. 30, рис. 31) при образовании по пироксен-скаполитовым породам вкрапленных и богатых магнетитовых руд магний вместе с кремнием, алюминием и кальцием выносятся в довольно больших количествах. Это доказательство того, что при рудном метасоматозе магнетитом замещался не только скаполит, но и пироксен.

Несколько своеобразно ведут себя при оруденении пироксен-скаполитовых пород щелочи. В частности, при образовании бедных руд

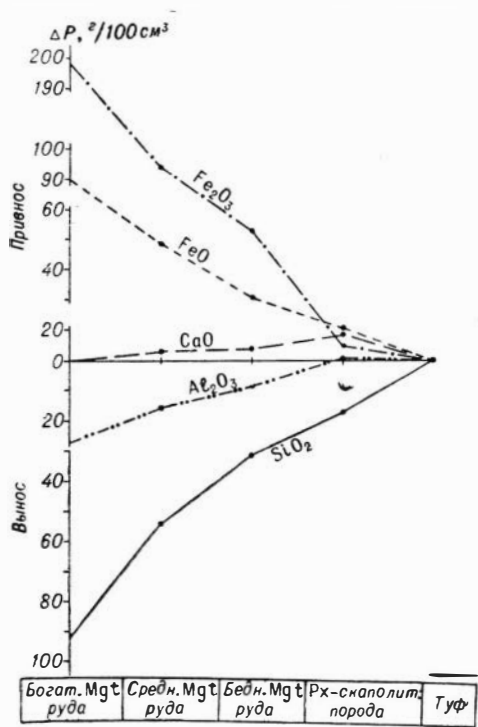


Рис. 31. Привнос-вынос компонентов при оруденении пироксен-скаполитовых пород.

несколько своеобразно ведут себя при оруденении пироксен-скаполитовых пород щелочи. В частности, при образовании бедных руд

* Для составления графиков нами использованы объемные веса химических компонентов. Состав исходной породы изображен точкой, т. е. имеет нулевое значение, а далее в направлении справа налево составы всех других пород и руд нанесены точками относительно исходной породы.

Поведение химических компонентов при процессах оруденения пироксен-скаполитовых руд (Качарское месторождение)

Оксиды	Пироксен-скаполитовая порода		Бедная магнетитовая руда		Привнос	Вынос	Средняя магнетитовая руда		Сравнение с бедными рудами		Богатая магнетитовая руда		Сравнение со средними рудами	
	весовые %	содерж., г/100 см ³	весовые %	содерж., г/100 см ³			весовые %	содерж., г/100 см ³	привнос	вынос	весовые %	содерж., г/100 см ³	привнос	вынос
SiO ₂	43,76	117,88	33,9	103,44	—	14,44	24,25	80,83	—	22,61	10,52	43,34	—	37,49
TiO ₂	0,79	2,16	0,62	1,88	—	0,28	0,68	2,28	0,40	—	0,59	2,38	0,10	—
Al ₂ O ₃	15,87	42,74	11,05	33,72	—	9,02	8,01	26,39	—	7,33	3,66	15,07	—	11,32
Fe ₂ O ₃	8,87	23,87	23,54	71,84	47,97	—	33,84	112,78	40,94	—	52,63	216,75	103,97	—
FeO	5,66	15,26	11,66	35,57	20,31	—	16,06	53,56	17,99	—	23,03	94,86	41,30	—
MnO	0,15	0,41	0,24	0,73	0,32	—	0,27	0,94	0,21	—	0,20	0,81	—	0,31
MgO	8,13	29,1	5,28	16,09	—	5,81	4,62	15,44	—	0,65	3,46	14,26	—	1,18
CaO	7,24	19,49	4,83	14,76	—	4,73	4,20	14,04	—	0,72	2,51	10,34	—	3,70
Na ₂ O	3,62	9,75	3,48	10,61	0,86	—	3,73	12,48	1,87	—	0,52	2,10	—	10,38
K ₂ O	0,81	2,19	1,23	3,73	1,54	—	0,75	2,47	—	1,26	0,17	0,69	—	1,78
п.п.п.	5,34	14,36	3,49	10,63	—	3,73	1,14	3,80	—	6,83	1,02	4,20	0,40	—
Сумма	100,24	—	99,32	—	—	—	97,55	—	—	—	98,31	—	—	—
Объемный вес	2,70	—	3,03	—	—	—	3,25	—	—	—	4,04	—	—	—

Примечание. Здесь и во всех последующих таблицах пересчет на весовые количества (в г/100 см³) компонентов сделан из расчета химических анализов, приведенных к 100%.

калий и натрий привносятся, при этом натрий входит в состав альбита, возникающего на месте скаполита, а калий—в флогопит. В дальнейшем при образовании средних и богатых руд флогопит разлагается и калий выносятся; альбит же замещается магнетитом только при интенсивном метасоматозе, когда возникают богатые магнетитовые руды.

Необычно в нашем случае поведение титана. Многие исследователи, в частности Д. С. Коржинский [68], В. П. Логинов [90], указывают

Таблица 31

Содержание TiO_2 в магнетитовых рудах

№ образца	Характер нахождения минерала	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	MnO	CaO	V_2O_5
<i>Давыдовское месторождение</i>										
276	Богатая вкрапленность в скаполитизированных габбро-диоритах	0,24	0,79	0,07	68,96	29,81	Не обн.	0,07	0,82	0,13
332										
	Бедная вкрапленность в скаполитизированных габбро-диоритах	—	3,00	—	66,27	29,54	—	—	—	0,19
<i>Соколовское месторождение</i>										
б/п	Вкрапленность в скаполитовых метасоматитах	1,44	2,53	1,47	63,88	28,45	0,21	0,62	1,19	0,18
<i>Качарское месторождение</i>										
860/4	Вкрапленность в скаполитовом метасоматите	0,31	1,00	2,39	66,05	29,67	0,41	0,25	0,07	0,25
413/209	То же	0,59	1,55	0,03	67,08	29,39	0,81	0,28	0,03	0,27

Молекулярный состав титаномагнетита из вкрапленных магнетит-скаполитовых руд, %

№ образца	$FeO \cdot Fe_2O_3$	$MgO \cdot Fe_2O_3$	$MnO \cdot Fe_2O_3$	$FeO \cdot TiO_2$	Fe_2O_3
276	94,3	—	0,2	2,4	3,1
332	85,0	—	—	9,0	6,0
б/п	85,0	1,1	2,0	7,6	4,5
860/4	89,6	2,3	0,92	3,24	3,91
413/209	89,13	2,75	0,92	4,8	2,4

что титан принадлежит к числу наименее подвижных компонентов. Но инертность титана, замечает Д. С. Коржинский, не исключает того, что в зонах наиболее интенсивного метасоматоза он также становится подвижным.

Большее количество титана в магнетите и титаномагнетите (табл. 31) Давыдовского, Соколовского и Качарского месторождений, чем во вмещающих породах, заставляет предполагать, что титан был привнесен вместе с железом постмагматическими хлорсодержащими растворами. Однако подвижность его ограничена узкими пределами температуры и времени, относящимися к скаполитовой стадии метасоматоза. Что касается железа и титана в массивных рудах, то наши исследования по-

казали, что значительная часть богатых магнетитовых руд с содержанием $\text{Fe} > 50\%$ и $\text{TiO}_2 > 0,35\%$, например, в Качарском месторождении образована путем замещения известняков и в зонах наиболее интенсивного метасоматоза—скаполитовых пород. Об этом свидетельствуют сохранившиеся местами реликтовые текстуры, обилие в рудах «остаточного» кальцита и незамещенных скаполитовых метасоматитов. Массивные магнетитовые руды образовались, по-видимому, в одну стадию с вкрапленными скаполит-магнетитовыми рудами. Это предположение основано на следующих фактах:

а) массивные магнетитовые руды часто сменяются постепенно вкрапленными скаполит-магнетитовыми рудами;

б) в центральных частях рудных тел типичные скарновые образования отсутствуют; они обнаруживаются в незначительных количествах на флангах месторождения и в низах рудной зоны;

в) весьма показательное повышенное содержание TiO_2 в массивных и вкрапленных скаполит-магнетитовых рудах с близкими колебаниями его в пределах $0,35—1,0\%$ и выше; руды скарновой стадии, т. е. руды, образующиеся на месте гранатовых и пироксен-гранатовых скарнов, содержат TiO_2 в количествах, редко достигающих $0,35\%$.

Таким образом, значительная масса богатых магнетитовых руд и вкрапленные скаполит-магнетитовые руды Качарского, частично Соколовского и, возможно, Сарбайского месторождений были образованы в скаполитовую стадию, более высокотемпературную, чем скарновая стадия.

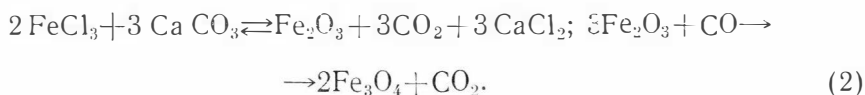
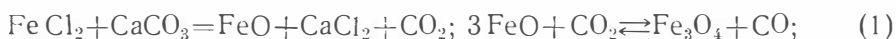
Интересно отметить, что среди скаполит-магнетитовых руд нередко встречаются жилы крупнокристаллического магнетита, который содержит также повышенное количество титана, примерно одинаковое с вмещающими его рудами. Это свидетельствует о том, что пегматондные пироксен-магнетитовые жилы возникли в высокотемпературную стадию и полностью заимствовали титан из исходных руд.

В магнетитовых рудах вместе с титаном постоянно обнаруживается химическими анализами ванадий. Он не образует самостоятельных минералов, а входит изоморфно в решетку магнетита [34, 101, 148]. При этом устанавливается прямая зависимость между содержанием в магнетитах титана и ванадия. Однако в рудах эти элементы распределяются не совсем одинаково. Титан, как отмечалось, привносится растворами только в высокотемпературную стадию, фиксируясь больше всего в магнетитах вкрапленных скаполит-магнетитовых руд. Ванадий же в небольших количествах привносится в течение всего процесса рудообразования и, естественно, накапливается главным образом в сплошных магнетитовых рудах. Представление о распределении титана и ванадия в рудах и вмещающих породах Качарского месторождения дает табл. 32 (по Н. М. Беляшову), из которой видно, что больше всего ванадия концентрируется в магнетитах сплошных руд, несколько меньше в магнетитах вкрапленных руд и совершенно незначительно в магнетитах вмещающих пород. Отношение содержаний титана и ванадия колеблется в сравнительно небольших пределах: в богатых рудах $2 : 1$, в бедных $7 : 1$.

Процесс скаполитизации следует рассматривать как простой метасоматический процесс, обусловленный взаимодействием двух сред—алюмосиликатных пород и послемагматических растворов, содержащих значительные количества хлора и железа.

Большинство исследователей в настоящее время считают, что железо переносится в форме хлоридов и осаждается путем непосредственной реакции с карбонатами. Экспериментальным путем А. П. Виноградов и Е. И. Донцова [26] показали, что при взаимодействии смеси FeCl_2

и FeCl_3 с известняком при температуре 500—600° образуется магнетит. Реакция представляется ими в следующем виде:



Равновесное состояние системы (1) доказано А. Финдлеем [138], установившим, что наиболее благоприятная температура смещения равновесия вправо равна 490°. Поскольку объем газов в обеих частях урав-

Т а б л и ц а 32

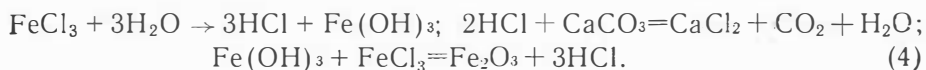
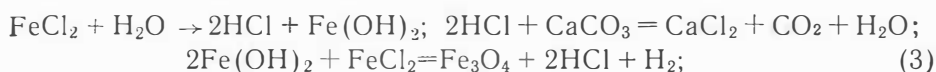
Содержание ванадия и титана в исходных породах и рудах Качарского месторождения

Наименование пород	Число анализов	Содержание, %			Отношение содержаний	
		$\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$	TiO_2	V_2O_5	$\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}}{\text{V}_2\text{O}_5}$	$\frac{\text{TiO}_2}{\text{V}_2\text{O}_5}$
Известняки	8	3,20	0,21	0,02	160	10
Ангидриты	25	2,54	0,06	0,02	127	3
Порфириты базальтовые	7	8,80	1,45	0,03	293	48
Песчаники полимиктовые и аргиллиты	8	10,29	0,82	0,02	515	41
Порфириты плагиоклазовые и пироксен-плагиоклазовые и их руды	31	8,71	0,96	0,03	290	32
Кварцевые порфириты	10	3,65	0,28	0,03	122	9
Гранит-порфиры	8	4,09	0,44	0,04	102	11
Руды вкрапленные	1111	42,31	0,70	0,11	385	7
Руды сплошные	728	76,81	0,38	0,16	480	2
Магнетит из вкрапленных руд	59	96,87	0,77	0,16	605	5
Магнетит из сплошных руд	51	98,02	0,35	0,19	516	2

нения одинаков, то реакция (1) не зависит от давления, и, следовательно, температура при сдвигании равновесия вправо не изменится. Если, однако, концентрация CO_2 достаточно высока, FeO может окисляться до Fe_2O_3 . Б. С. Батлер [9], например, считает, что при взаимодействии известняков с послемагматическими растворами выделяется большое количество CO_2 , способное перевести часть закисного железа в окисное. Именно таким путем он объясняет появление в контактовой зоне известняков гематита. Расчеты констант равновесия $\text{CO}_2 : \text{CO}$, проведенные Дж. Е. Холи и С. К. Робинсоном [140], показали, что окисление Fe_3O_4 углекислотой при температурах 200 и 500° возможно только тогда, когда отношение CO к CO_2 соответственно меньше $1 : 10^{12}$ и $1 : 10^7$. В природных условиях такое отношение маловероятно и реакция стремится идти необратимо вправо.

В уравнениях (1) и (2) кислород, необходимый для образования магнетита, извлекался из известняков, и вода как таковая в реакциях не участвовала.

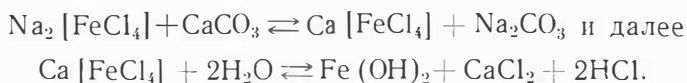
Иная интерпретация реакции образования магнетита и гематита при воздействии горячих растворов FeCl_2 и FeCl_3 на известняк дается Кухара [155]:



Обе реакции являются реакциями гидролиза, который усиливается за счет повышения рН при встрече минерализующих растворов с известняком. Последний играет роль нейтрализатора и вместе с тем значительно способствует осаждению окисно-закисных соединений железа. В приведенных реакциях кислород заимствуется магнетитом и гематитом из водных растворов.

Анализируя экспериментальные данные М. Кухара, А. Л. Павлов [108] отмечает, что реакция (3) неубедительна, так как расчет величины ее свободной энергии указывает на невозможность образования магнетита по этой схеме. Однако реакция (4), имеющая отрицательную величину свободной энергии, возможна.

Следует заметить, что в растворах могут находиться одновременно и Fe^{2+} и Fe^{3+} , хотя FeO обладает гораздо более основными свойствами, чем Fe_2O_3 . Опираясь на возможность совместного нахождения Fe^{2+} и Fe^{3+} , Д. В. Калинин [56] вслед за В. В. Щербиной [147] высказывает предположение о возможности образования магнетита за счет реакции этих разновалентных форм железа. Промежуточной ступенью при этом должны быть реакции гидролиза хлоридов. Особенно активно гидролиз протекает при высоких температурах, что ограничивает возможность переноса железа в форме хлоридов. Однако разложение хлоридов регулируется не только температурой, но и отношением $P_{\text{H}_2\text{O}}/P_{\text{HCl}}$ [136]. В частности, высокая концентрация в растворах HCl снижает гидролиз. Но более ощутимо степень гидролиза уменьшается при наличии в растворах натрия, который, как отмечалось выше, привносится минерализующими растворами вместе с хлором. По мнению Д. В. Калинина, в этом случае при высоких температурах будут возникать комплексные соединения типа $\text{Na}[\text{FeCl}_4]$ и $\text{Na}_2[\text{FeCl}_4]$, которые при встрече с известняками будут разлагаться по следующей схеме:



Возникающий в ходе реакции $\text{Fe}(\text{OH})_2$ реагирует с кислотной формой железа $[\text{Fe}^{\cdot\cdot}\text{Cl}_4]^{-1}$ по схеме



↓

Реакция, как видно, в конечном итоге сводится к гидролизу, а освобождающиеся при этом NaCl , HCl и CaCl_2 могут вступать в реакцию на фронте рудоотложения с алюмосиликатными породами, приводя к образованию скаполитовых метасоматитов. Следовательно, скаполитизация алюмосиликатных пород в некоторых случаях может значительно опережать фронт рудоотложения. Поэтому нередко в месторождениях бывает так, что скаполитовые метасоматиты или несут бедную вкрапленность магнетита или же практически безрудны.

В стадию скаполитизации минерализующие растворы могли действовать также и на границе двух разнородных пород — алюмосиликатных (эффузивы, туфы и т. п.) и карбонатных. Однако ощутимых признаков диффузионного биметасоматоза в таких зонах не наблюдается. В самом деле среди скаполитовых метасматитов, возникших на месте алюмосиликатных пород, мы не встречаем минералов с повышенным содержанием кальция; в то же время в магнетитовых рудах скаполитовой стадии практически отсутствуют сингенетические силикаты. Таким образом, встречная диффузия $Ca \rightleftharpoons Si$, столь характерная для скарнового процесса, здесь существенно не проявилась. Это может объясняться по крайней мере тремя факторами:

1) высокой реактивной способностью богатых хлором и натрием рудоносных растворов;

2) переходом кальция известняков в растворенное соединение и выносом за пределы зоны минерализации;

3) инертностью кремнезема в данных температурных условиях.

Скарновая стадия. Скаполитизация полевошпатовых пород и образование вкрапленных и массивных магнетитовых руд далеко не заканчивают длительный процесс контактового метаморфизма.

При дальнейшем понижении температуры в условиях, когда основная масса хлора была израсходована на образование скаполита и легко растворимых соединений типа $CaCl_2$ и $NaCl$, скаполитовая стадия сменяется скарновой стадией. Во многих месторождениях, особенно в южной части Главного рудного пояса, скаполитизация проявляется незначительно и основной метасоматический процесс начинается непосредственно со скарнообразования. В отличие от простого метасоматоза здесь проявляются контактово-инфильтрационные и реакционно-биметасоматические явления, обусловленные взаимодействием трех сред: двух неравновесных пород и постмагматического раствора, пропитывающего эти две соприкасающиеся породы.

В геохимическом отношении для этой стадии характерны известково-железистый и известково-магнезиально-железистый типы метасоматоза, выразившиеся в образовании безводных известково-магнезиально-железистых силикатов (граната и пироксена).

Скарны образуются по алюмосиликатным и карбонатным породам. При этом поведение главных химических компонентов различное. Так, при образовании гранатовых скарнов по известнякам (табл. 33, рис. 32) происходит интенсивный привнос кремния, алюминия, железа и магния, выносятся, как избыточный компонент, кальций. Это скарны инфильтрационного типа, поэтому неудивительно, что наряду с другими компонентами известной подвижностью в процессе их образования обладали и алюминий.

Во всех изученных месторождениях на скарны накладывается магнетитовое оруденение, которое удобнее всего рассматривать здесь же вместе с процессами скарнообразования.

Возникновение бедных магнетитовых руд на месте гранатовых скарнов (см. табл. 33, рис. 32) сопровождается выносом кальция, кремния, глинозема, магния и титана и привносом только трех- и двухвалентного железа. Небезынтересно отметить, что титан в послескарновых рудах не удерживается магнетитом и по мере разрастания рудного процесса постоянно выносятся. Думается, что это связано прежде всего с более низкотемпературным метасоматозом и повышением рН среды. Содержание титана в послескарновых рудах почти полностью определяется количеством его в исходных породах. Магнетит, образованный по скарнам, содержит TiO_2 0,01—0,3%.

Поведение химических компонентов при образовании гранатовых скарнов и последующем их оруденении (Северо-Адаевское месторождение)

Оксиды	Известняк 156/154		Гранатовый скарн (среднее из 3 анализов)		Принос	Вынос	Бедная магнетитовая руда		Сравнение с гранатовым скарном		Средняя магнетитовая руда		Сравнение с бедной магнетитовой рудой		Богатая магнетитовая руда		Сравнение со средней магнетитовой рудой	
	весовые %	содерж., г/100с.м ³	весовые %	содерж., г/100с.м ³			весовые %	содерж., г/100с.м ³	принос	вынос	весовые %	содерж., г/100с.м ³	принос	вынос	весовые %	содерж., г/100с.м ³	принос	вынос
SiO ₂	3,32	9,13	35,31	130,5	121,37	—	24,92	75,51	—	54,99	17,04	58,81	—	16,7	5,32	21,81	—	36,97
TiO ₂	—	—	0,33	1,23	1,23	—	0,29	0,87	—	0,36	0,18	0,65	—	0,22	0,06	0,28	—	0,37
Al ₂ O ₃	0,30	0,82	11,46	42,32	41,50	—	9,49	28,77	—	13,55	5,26	18,16	—	10,61	1,17	4,83	—	13,33
Fe ₂ O ₃	2,30	6,34	14,26	52,71	46,37	—	26,02	78,84	26,13	—	37,56	129,68	50,84	—	61,46	251,86	122,18	—
FeO	1,54	4,24	4,79	17,70	13,46	—	10,44	31,62	13,92	—	15,75	54,37	22,75	—	25,87	106,0	51,63	—
MnO	0,16	0,44	0,21	0,91	0,47	—	0,24	0,72	—	0,19	0,23	0,82	0,10	—	0,17	0,68	—	0,14
MgO	0,98	2,67	2,02	7,49	4,82	—	1,52	4,59	—	2,90	3,77	12,99	8,40	—	0,24	0,96	—	12,03
CaO	51,98	142,66	25,55	94,41	—	48,25	21,76	65,91	—	28,50	14,22	49,06	—	16,85	3,63	14,83	—	34,23
п. п. л.	38,52	105,70	3,99	14,73	—	90,97	4,35	13,17	—	1,56	4,49	15,49	2,32	—	—	—	—	15,49
Сумма	99,10	—	97,95	—	—	—	99,03	—	—	—	98,50	—	—	—	97,92	—	—	—
Объемный вес	2,72	—	3,62	—	—	—	3,00	—	—	—	3,40	—	—	—	4,02	—	—	—

Поведение химических компонентов при образовании пироксеновых скарнов и последующем их оруденении (Сарбайское месторождение).

Оксиды	Известняк (среднее из 9 анализов)		Пироксеновый скарн (среднее из 5 анализов)		Привнос	Вынос	Бедная магнетитовая руда		Сравнение с пироксеновым скарном		Средняя магнетитовая руда		Сравнение с бедной рудой		Богатая магнетитовая руда		Сравнение со средней рудой					
	весовые %	содерж., г/100 см ³	весовые %	содерж., г/100 см ³			весовые %	содерж., г/100 см ³	принос	вынос	весовые %	содерж., г/100 см ³	принос	вынос	весовые %	содерж., г/100 см ³	принос	вынос	весовые %	содерж., г/100 см ³	принос	вынос
SiO ₂	4,17	11,67	44,57	162,12	150,45	—	30,50	91,83	—	70,29	19,44	64,50	—	27,33	9,50	38,49	—	26,01				
TiO ₂	0,11	0,35	0,71	2,51	2,16	—	0,40	1,23	—	1,28	0,33	1,14	—	0,09	0,21	0,89	—	0,25				
Al ₂ O ₃	1,92	5,33	12,53	45,45	40,12	—	9,56	28,77	—	16,68	5,9	19,59	—	9,18	3,34	13,54	—	6,05				
Fe ₂ O ₃	1,17	3,26	11,72	42,62	39,36	—	21,6	65,07	22,45	—	36,1	119,74	54,67	—	48,8	197,52	77,78	—				
FeO	0,21	0,60	9,57	34,76	34,16	—	9,7	29,19	—	5,57	16,1	53,40	24,21	—	21,9	88,67	35,27	—				
MnO	0,07	0,22	0,28	1,01	0,79	—	0,33	1,02	0, 1	—	0,16	0,58	—	0,44	0,08	0,32	—	0,26				
MgO	1,59	4,43	4,39	17,00	12,57	—	4,68	14,07	—	2,93	3,72	12,32	—	1,75	2,00	8,07	—	4,25				
CaO	50,07	139,75	11,24	40,70	—	99,05	11,04	33,24	—	7,46	6,94	22,88	—	10,36	3,35	13,54	—	9,34				
Na ₂ O	0,15	0,44	2,94	10,58	10,14	—	—	—	—	10,58	—	—	—	—	—	—	—	—				
K ₂ O	0,78	2,15	0,57	2,06	—	0,09	—	—	—	2,06	—	—	—	—	—	—	—	—				
п. п. п.	37,22	103,8	0,88	3,19	—	100,61	11,8	35,56	24,62	—	10,82	35,85	0,29	—	10,39	41,96	6,11	—				
Сумма	97,46	—	99,40	—	—	—	99,61	—	—	—	99,51	—	—	—	99,57	—	—	—				
Объемный вес	2,72	—	3,62	—	—	—	3,0	—	—	—	3,3	—	—	—	4,03	—	—	—				

При дальнейшем замещении гранатовых скарнов магнетитом вынос кремния, кальция и титана продолжается. Вместе с тем идет накопление железа и частично магния. Последний, вероятно, связывается в молекуле актинолита, который становится по мере понижения температуры устойчивым вместо клинопироксена. Надо сказать, что появление актинолита в разных месторождениях относится к различным периодам формирования руд, поэтому в одних месторождениях магний выносится в течение всего рудного процесса, в других — в некоторые моменты накапливается, а в целом также выносится.

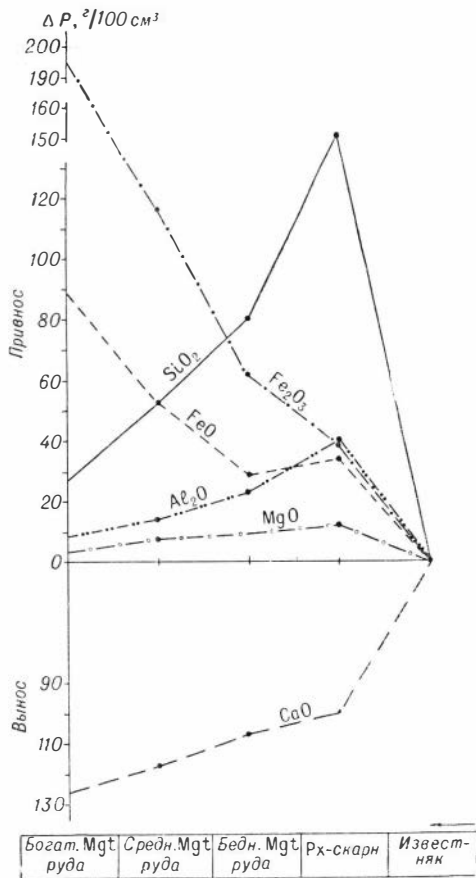
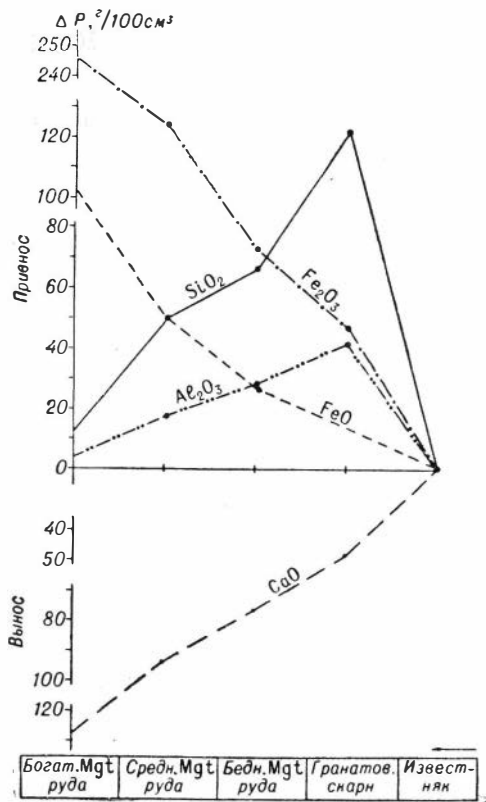


Рис. 32. Привнос-вынос компонентов при скарнировании (гранатовые скарны) известняков и последующем их оруденении.

Рис. 33. Привнос-вынос компонентов при скарнировании пироксеновые скарны) известняков и последующем их оруденении.

Образование богатых магнетитовых руд ($Fe > 50\%$) связано с продолжавшимся привносом железа и выносом всех других компонентов (см. табл. 33, рис. 32).

Аналогичная картина привноса и выноса компонентов устанавливается при образовании на месте известняков пироксеновых скарнов и последующем их оруденении. Приведенная табл. 34 и построенный график (рис. 33) показывают, что образование пироксена связано с привносом кремния, титана, алюминия, железа, магния и марганца и выносом кальция. Значительное количество двух- и трехвалентного железа в анализированных образцах объясняется наличием вкрапленного магнетита

и примесью граната. При оруденении пироксеновых скарнов происходит привнос железа и вынос всех других компонентов.

Образование скарнов по алюмосиликатным породам идет несколько иначе, чем по известнякам. Например, появление «сливных» гранатовых скарнов на месте андезитовых порфиритов в Южно-Адаевском месторождении связано с привносом трехвалентного железа, кальция и марганца и выносом кремния, титана, алюминия, двухвалентного железа (табл. 35, рис. 34). При оруденении скарны «теряют» кремний, кальций и мар-

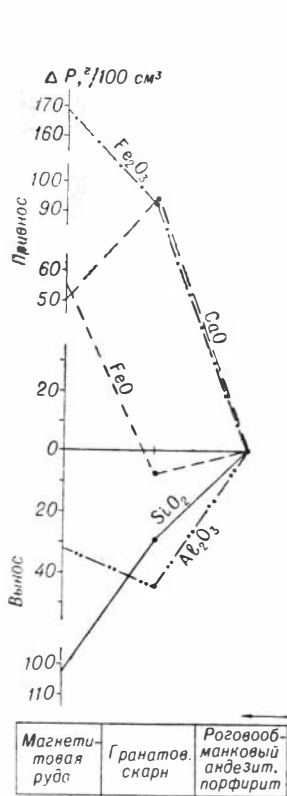


Рис. 34. Привнос-вынос компонентов при скарнировании порфиритов.

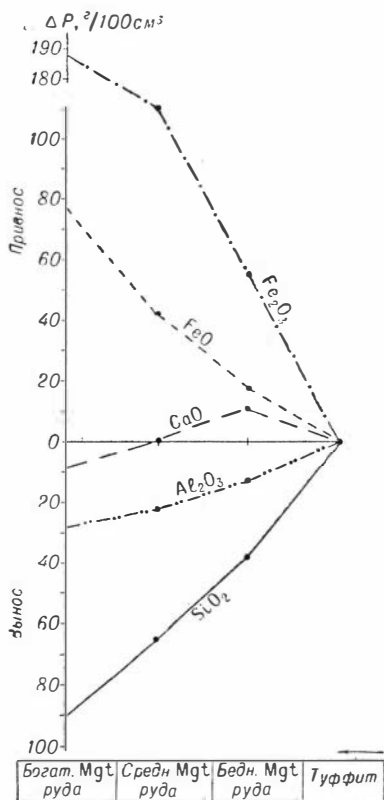


Рис. 35. Привнос-вынос компонентов при оруденении туффитов.

ганец; в больших количествах привносится трех- и двухвалентное железо и незначительно магний, алюминий. Некоторая концентрация в рудах магния и алюминия не является правилом и, конечно, может не повторяться в других месторождениях Тургай. Это скорее всего исключение, связанное, вероятно, с локальным возникновением актинолита и эпидота, которые появляются участками в этом месторождении в конце рудного процесса.

В скарновую стадию оруденение идет не только по пироксену и гранату, но и непосредственно по первичным породам. В частности, в Сарбайском, Соколовском, Качарском и других месторождениях часть магнетитовых руд возникла на месте карбонатов. Такие руды содержат «остаточный» кальций и нередко по восстановлению и падению сменяются известняками. В данном случае оруденение проходит более однообразно: железо вытесняет кальций и не сопровождается другими компонентами.

Сложнее протекает рудный метасоматоз в алюмосиликатных породах. Основные моменты привноса и выноса компонентов при оруденении алюмосиликатных пород можно продемонстрировать на примере туффи-тов Сарбайского месторождения. Приведенные в табл. 36 данные и составленный по ним для наглядности график (рис. 35) показывают, что при образовании вкрапленных руд (Fe—20—30%) из туффи-тов выносятся кремний, титан, алюминий и магний, привносятся железо, кальций

Таблица 35

Поведение химических компонентов при образовании гранатовых скарнов и последующем их оруденении (Северо-Адаевское месторождение)

Оксиды	Роговообманково-андезитовый порфирит, 159 119.3		Гранатовый скарн 169 214		Привнос	Вынос	Магнетитовая руда		Сравнение с гранатовым скарном	
	весовые %	содерж., г/100см ³	весовые %	содерж., г/100см ³			весовые %	содерж., г/100см ³	привнос	вынос
SiO ₂	54,02	152,8	34,35	123,26	—	29,54	11,52	50,10	—	73,16
TiO ₂	0,71	1,99	0,05	0,18	—	1,81	0,13	0,66	0,48	—
Al ₂ O ₃	18,34	51,86	2,09	7,49	—	44,37	4,48	19,53	12,04	—
Fe ₂ O ₃	3,64	10,22	28,35	101,72	91,5	—	41,07	178,47	76,75	—
FeO	4,95	14,0	1,79	6,41	—	7,59	15,86	68,93	62,52	—
MnO	0,08	0,22	0,65	2,32	2,10	—	0,22	1,08	—	1,24
MgO	3,59	10,14	0,26	0,91	—	9,23	0,89	3,94	3,03	—
CaO	9,25	26,15	33,27	119,46	93,31	—	16,93	76,45	—	43,01
Na ₂ O	3,88	11,17	—	—	—	11,17	—	—	—	—
K ₂ O	0,52	1,45	0,07	0,25	—	1,20	—	—	—	0,25
п. и. п.	—	—	—	—	—	—	6,62	27,84	27,84	—
Сумма	98,98	—	100,88	—	—	—	98,35	—	—	—
Объемный вес	2,80	—	3,62	—	—	—	4,27	—	—	—

и в небольших количествах марганец. При более интенсивном оруденении, когда возникают средние (Fe—30—50%) и богатые магнетитовые руды (Fe>50%), продолжает привноситься только железо, все же другие компоненты выносятся.

Таким образом, заканчивая характеристику скарноворудного процесса, необходимо подчеркнуть:

1. При рудном метасоматозе скарнов и первичных алюмосиликатных пород главные петрогенные компоненты (кремний, алюминий, кальций и магний) выносятся за пределы зоны оруденения.

2. Титан в магнетитах послескарновых руд содержится в небольших количествах (0,01—0,3%), значительно меньших, чем в магнетитах скапелитовой стадии. По-видимому, он заимствуется из вмещающих пород и растворами не привносится. Более того, с нарастанием рудного процесса титан выносятся из зоны минерализации и в богатых магнетитовых рудах содержится меньше, чем в средних и бедных.

Эпидот-альбит-актинолитовая стадия. При дальнейшем понижении температуры парагенетическая ассоциация скарновых минералов становится неустойчивой и сменяется среднетемпературной ассоциацией эпидот-альбит-актинолитового состава. Выделение этих минералов обусловлено взаимодействием послемагматических растворов как с продуктами ранних стадий минерализации, так и с первичными вмещающими породами.

Поведение химических компонентов при образовании магнетитовых руд по туффитам (Сарбайское месторождение)

Оксиды	Туффит (среднее из 2 анализов)		Бедная магнетитовая руда		Привнос	Вынос	Средняя магнетитовая руда		Сравнение с бедной рудой		Богатая магнетитовая руда		Сравнение со средней магнетит. рудой	
	весовые %	содерж., г/100см ³	весовые %	содерж., г/100см ³			весовые %	содерж., г/100см ³	привнос	вынос	весовые %	содерж., г/100см ³	привнос	вынос
SiO ₂	50,86	129,49	30,50	91,83	—	37,66	19,44	64,50	—	27,33	9,50	38,49	—	26,01
TiO ₂	0,93	2,39	0,40	1,23	—	1,16	0,33	1,14	—	0,09	0,21	0,89	—	0,25
Al ₂ O ₃	16,37	41,66	9,56	28,77	—	12,89	5,90	19,59	—	9,18	3,34	13,54	—	6,05
Fe ₂ O ₃	3,94	10,0	21,60	65,07	55,07	—	36,10	119,74	54,67	—	48,8	197,52	77,78	—
FeO	4,51	11,48	9,70	29,19	17,71	—	16,10	53,40	24,21	—	21,9	88,67	35,27	—
MnO	0,27	0,69	0,33	1,02	0,33	—	0,16	0,58	—	0,44	0,08	0,32	—	0,26
MgO	6,52	16,59	4,68	14,07	—	2,52	3,72	12,32	—	1,75	2,00	8,07	—	4,25
CaO	8,75	22,28	11,04	33,24	10,96	—	6,94	22,88	—	10,36	3,35	13,54	—	9,34
п. п. л.	3,17	8,10	6,30	18,99	10,89	—	4,76	15,77	—	3,22	2,19	8,87	—	6,90
Сумма	95,32	—	94,11	—	—	—	93,45	—	—	—	91,37	—	—	—
Объемный вес	2,54	—	3,00	—	—	—	3,30	—	—	—	4,03	—	—	—

Поведение химических компонентов при образовании магнетитовых руд по диоритовым порфирирам (Куржункульское месторождение)

Окислы	Диоритовый порфирит (среднее из 4 анализов)		Бедная магнетитовая руда		Прив- нос	Вы- нос	Средняя магне- титовая руда		Сравнение с бедной магнетитовой рудой		Богатая магне- титовая руда		Сравнение со средней магнетитовой рудой	
	весовые %	содерж., г/100 см ³	весовые %	содерж., г/100 см ³			весовые %	содерж., г/100 см ³	привнос	вынос	весовые %	содерж., г/100 см ³	привнос	вынос
SiO ₂	54,19	146,7	34,0	102,75	—	43,95	19,07	66,27	—	37,48	8,92	36,89	—	29,38
TiO ₂	0,63	1,69	0,31	0,93	—	0,76	0,17	0,61	—	0,32	0,10	0,50	—	0,11
Al ₂ O ₃	17,58	47,6	9,35	28,26	—	19,34	5,85	20,33	—	7,93	4,21	17,49	—	2,84
Fe ₂ O ₃	2,31	6,24	24,6	74,34	68,10	—	38,0	132,03	57,69	—	50,5	207,67	75,64	—
FeO	4,07	11,01	12,2	36,9	25,89	—	16,6	57,66	20,76	—	22,7	92,98	35,32	—
MnO	0,12	0,32	0,31	0,93	0,61	—	0,24	0,85	—	0,08	0,16	0,76	—	0,09
MgO	2,62	7,10	7,60	22,95	15,85	—	6,03	20,94	—	2,01	3,83	15,50	—	5,44
CaO	8,58	23,24	9,30	28,11	4,87	—	8,65	30,02	1,91	—	4,10	16,59	—	13,43
п. п. п.	3,71	10,05	—	—	—	10,05	0,82	2,82	2,82	—	0,91	3,77	0,95	—
Сумма	93,81	—	97,67	—	—	—	95,43	—	—	—	95,43	—	—	—
Объемный вес	2,68	—	3,00	—	—	—	3,4	—	—	—	4,02	—	—	—

Эпидот-альбит-актинолитовые метасоматиты широко представлены в месторождениях гидросиликатного типа. Здесь они образовались по эффузивам, туфам и интрузивным породам. Причем в одних месторождениях (Шагыркульское) развитие эпидота и актинолита несколько опережает магнетитовую минерализацию, которая накладывается на них, а в других (Куржункуль) эта ассоциация возникает одновременно с магнетитом по первичным породам. Таким образом, процесс образования магнетитовых руд длителен, он проходит через ряд ступеней равновесия, начиная с высокотемпературных скаполитовых метасоматитов и кончая пропилитами.

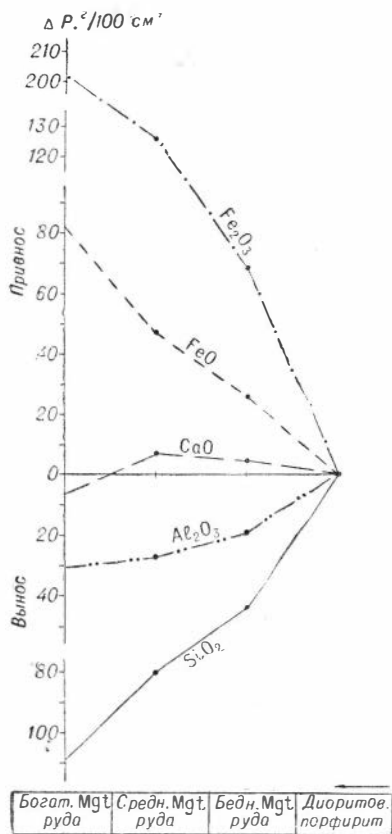


Рис. 36. Привнос-вынос компонентов при оруденении диоритовых порфиритов.

Особенности привноса и выноса компонентов при оруденении диоритовых порфиритов Куржункульского месторождения, являющегося представителем гидросиликатного типа, иллюстрируются табл. 37 и графиком (рис. 36). Нетрудно заметить, что при образовании бедных магнетитовых руд здесь в основном привносятся те же компоненты (железо, кальций, магний и марганец), что и при более высокотемпературном метасоматозе туфитов Сарбайского месторождения (см. табл. 36); выносятся кремний, титан и алюминий. Повышение концентрации кальция и магния в начальный период оруденения объясняется развитием вместе с магнетитом эпидота и актинолита. В эти же минералы, вероятно, входит и марганец. При дальнейшем оруденении, как показало изучение, магнетит начинает развиваться и по этим минералам, вытесняя наряду с кремнием, алюминием и титаном кальций и магний. Наконец, при образовании богатых магнетитовых руд привносятся только двух- и трехвалентное железо, все же другие компоненты выносятся.

Сульфидная минерализация во всех без исключения месторождениях проявляется позднее, она накладывается на магнетитовые руды и вмещающие околорудные метасоматиты. Железо при образовании сульфидов растворами, по-видимому, не привносилось, оно извлекалось из магнетита и других ранее возникших минералов.

II. Послерудные стадии

Послерудные метасоматические процессы, включающие образование пренита, хлоритов, карбонатов, сульфидов и цеолитов, проявились на месторождениях повсеместно, но с различной степенью интенсивности. Главным контролирующим фактором распределения низкотемпературных метасоматитов в месторождениях были зоны тектонических нарушений, способствующие движению посямагматических растворов. В силу более узкого развития явлений этого этапа Д. С. Коржинский объединяет разнообразные низкотемпературные изменения в стадию

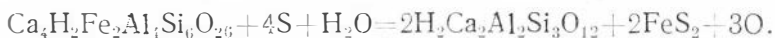
околотрещинного метаморфизма, подчеркивая тем самым тесную связь трещинообразования с низкотемпературным метасоматозом. В месторождениях Тургая со всей отчетливостью проявились две стадии: кварц-хлорит-кальцитовая, включающая выделение сульфидов, и цеолитовая.

Кварц-хлорит-кальцитовая стадия. Образование кварца, хлоритов и кальцита пространственно тесно связано с зонами дробления и смятия как метасоматических, так и первичных пород. Подобные зоны мощностью от нескольких сантиметров до 1—2 м обычны для многих месторождений Тургая.

В эту же стадию происходит дисульфидизация ранее выделившегося пирротина с образованием мелкозернистого магнетита. Реакция образования пирита и магнетита по пирротину рассмотрена А. Г. Бетехтиным [15]. Здесь мы только укажем, что эта реакция замещения обусловлена существенным увеличением концентрации кислорода и серы в остаточных послемагматических растворах. Однако необходимо сразу же оговориться, что повышенная концентрация кислорода наблюдается ограниченно и, по-видимому, связана с чисто местными условиями. Об этом свидетельствует хотя бы такой факт, как выделение в эту стадию в виде прожилков и вкрапленности сульфидов меди, цинка и свинца. Более того, тесная ассоциация с сульфидами мушкетовита с совершенной очевидностью указывает на то, что в ряде мест концентрация кислорода в растворах была заметно пониженной, что создавало благоприятные условия для осаждения сульфидов. В эту стадию S и Si оказываются подвижнее Mg и O.

Широко развитый в предыдущем этапе процесс эпидотизации сменяется здесь пренитизацией. Пренит развивается в виде сети прожилков в полевошпатовых породах, особенно богатых известью, а также в эпидот-альбит-актинолитовых метасоматитах и эпидозитах. Замещение эпидота пренитом сопровождается освобождением железа эпидота и выпадением его здесь в виде пирита.

Формула этого замещения (по Д. С. Коржинскому)



А. Г. Бетехтин [15] позднее показал, что сера в постмагматических растворах, как правило, присутствует в виде сероводорода. Следовательно, вышенаписанная реакция должна быть принята такой вид:



Эта реакция, по-видимому, более удовлетворяет природным условиям, так как концентрация свободных ионов водорода указывает на сильно-восстановительный характер среды, наиболее благоприятный для выделения пирита.

Цеолитовая стадия. Цеолиты, среди которых были определены натролит, шабазит, анальцим, томсонит и другие, встречаются в виде гнезд, псевдоморфоз по скаполиту и в прожилках, секущих все метасоматические и первичные породы, кроме известняков. Цеолиты не обнаруживают признаков раздробленности, они как бы залечивают самые поздние по времени трещины. Несмотря на широкое развитие цеолитов в зоне контактового ореола, нами не наблюдалось образование их по известнякам. Эта закономерность находится в тесной связи с инертностью глинозема, который является существенной составной частью цеолитов. Принадлежность главной массы цеолитов к анальциму, натролиту и томсониту указывает на то, что повышенная концентрация натрия сохранялась в растворах вплоть до самых поздних стадий минерализации.

Завершается послемагматический процесс выделением прожилков гипса. Наличие этого минерала в Качарском, Сарбайском, Куржункульском и других месторождениях проливает свет на характер среды и состава низкотемпературных растворов. Как известно, комплексный анион $(\text{SO}_4)^{-2}$ устойчив лишь в явно окислительных условиях, т. е. в обстановке, более богатой кислородом. А. Г. Бетехтин по этому поводу пишет, что сульфаты распространены главным образом в тех месторождениях, которые образовались довольно близко к земной поверхности. Нахождение же их в более глубоких месторождениях свидетельствует о повышении концентрации кислорода в последних порциях послемагматических растворов. Кроме того, появление в растворах аниона $(\text{SO}_4)^{-2}$ указывает на кислый характер этих растворов. Большое количество сернокислых растворов возникает, например, в Качарском месторождении в результате замещения осадочных ангидритов скарнами и магнетитовыми рудами. Эти растворы, мигрируя вверх, вступают во взаимодействие с туфами и эффузивами, преобразуя их в алунитовые породы.

НЕКОТОРЫЕ СООБРАЖЕНИЯ ОБ ИЗМЕНЕНИЯХ ХИМИЧЕСКОГО ХАРАКТЕРА МИНЕРАЛИЗУЮЩИХ РАСТВОРОВ

Изменение щелочности — кислотности послемагматических растворов, по мнению многих исследователей, является главной причиной эндогенного рудоотложения и разнообразия околорудных метасоматитов.

Д. С. Коржинский [71, 74], обобщая геологические материалы, пришел к выводу, что «вслед за кристаллизацией гранитоидных массивов начинается постепенное повышение кислотности послемагматических растворов, причем после достижения максимальной кислотности кислотность растворов начинает понижаться, и в конце концов они становятся щелочными». Изменение кислотности Д. С. Коржинский связывает с понижением температуры, оговариваясь при этом, что «максимальная кислотность в разных месторождениях приходится на разные температуры».

Одним из определяющих факторов изменения кислотности Д. С. Коржинский считает также фильтрационный эффект, который, как показали экспериментальные исследования [97, 101], примерно пропорционален величинам гидродинамических радиусов ионов и обратно пропорционален подвижностям ионов.

А. Г. Бетехтин [13, 15], рассматривая вопросы щелочности — кислотности растворов, высказал предположение, что первоначально гидротермальные растворы могли быть слабо кислыми или даже слабо щелочными. Причем основная масса реакций в гидротермальных месторождениях протекала, по-видимому, в слабо щелочной или нейтральной среде. Свойства и состав растворов, по мнению А. Г. Бетехтина, во многом зависят от окислительно-восстановительного потенциала скружающей среды.

О химическом характере послемагматических растворов, в первую очередь их щелочности или кислотности, в различные этапы и стадии минерализации можно в некоторой мере судить, опираясь: 1) на парагенетические ассоциации возникающих минералов и 2) на устойчивость, разложение или растворение тех минералов, для которых соответствующие условия в какой-то степени освещены экспериментальным путем.

Высокотемпературные послемагматические растворы, вызывающие альбитизацию околорудных пород и содержащие в своем составе большое количество щелочей, по-видимому, были щелочными. Замеры рН суспензий альбита и альбит-пироксеновых метасоматитов методом В. А. Соколова приведены в табл. 38. Близкие к этим значения рН приводятся Л. П. Копыловой [61] для некоторых месторождений Алтае-Саян.

Д. С. Коржинский считает выделение ранней щелочной стадии послемагматического процесса до некоторой степени условным, поскольку истинный характер растворов мог быть нейтральным, а не щелочным.

В дальнейшем при понижении температуры и взаимодействии с боковыми породами растворы приобретают кислотные свойства, что приводит к повышению активности слабых оснований и сильных кислот. Так, процесс скаполитизации, по нашему мнению [39], протекает

Таблица 38

№ образца	Характеристика минерала	Месторождение	Результаты замеров рН суспензии
14к	Альбит мелкозернистый из пироксен-альбитовых метасоматитов рудной зоны	Качарское	8,65
326	Альбит среднезернистый из пироксен-альбитовых метасоматитов	Соколовское	8,05
32/189	Альбит мелкозернистый из альбититов контактовой зоны габбро-диоритового интрузива	Елтайское	8,7

уже в кислотной обстановке. Такого же мнения придерживается Д. В. Калинин [56], изучавший процессы скаполитизации на Таятском месторождении. Для подтверждения высказанных предположений приведем некоторые факты.

В Качарском месторождении скаполитовые метасоматиты, образовавшиеся на месте кварцевых порфиров, постоянно содержат реликты фенокристаллов кварца в виде включений в скаполите. При этом он в большинстве случаев мало изменен и сохраняет «округло-бипирамидальную» форму своих зерен. Присутствие в скаполитовых породах кварца, который имеет все признаки реликтового, делает маловероятным предположение о щелочном характере растворов скаполитовой стадии, несмотря на то, что они, как было показано выше, содержали натрий, вызывая интенсивный щелочно-галлоидный метасоматоз алюмосиликатов.

Скаполитовая стадия минерализации протекала при несколько более высоких температурах, чем собственно скарновая. Приблизительное значение температуры скаполитовой стадии можно принять на основании возникающей здесь минеральной ассоциации порядка 700—500°С.

Определение температуры гомогенизации газо-жидких включений в перекристаллизованных скаполитах показало 380—415°. Несомненно, первичные скаполиты возникли при более высоких температурах. Считая за вероятные пределы глубин образования многих месторождений 1,5—2,5 км, давление определится, вероятно, цифрой 250—500 атм.

При таких или близких к ним значениях температуры и давления, согласно экспериментальным исследованиям Н. И. Хитарова [139], уже чистая вода заметно растворяет кварц (более 200 мг/л). При наличии же в растворе хлоридов и бикарбоната натрия, т. е. при щелочном ха-

рактуре раствора, растворимость кварца значительно возрастает. Однако в условиях Качарского месторождения, как уже отмечалось, не наблюдается признаков заметного растворения кварца в скаполитизированных кварцевых порфирах. Отсюда мы вправе заключить, что растворы скаполитовой стадии не были ни нейтральными, ни щелочными, они являлись кислыми. Кислотность растворов скаполитовой стадии, вероятно, обусловлена тем, что вызываемая электролитической диссоциацией хлористого натрия (NaCl) щелочность раствора была слабее, чем кислотность, обусловленная присутствием в растворе FeCl_3 и HCl .

Хлор является сильным анионом, поэтому его соединение с менее сильными катионами, как с Fe^{+3} , должно давать слабо кислую реакцию, тем более, что рН в большей степени зависит от анионной части, чем от катионной.

Растворы скаполитовой стадии взаимодействовали как с алюмосиликатными породами, образуя скаполит, так и с известняками, которые как-то нейтрализовали кислые растворы и способствовали тем самым осаждению из них железа в форме магнетита.

При фильтрации растворов через полевошпатовые породы в комплексных соединениях железа, по-видимому, происходил частичный ионообмен натрия на кальций, а последний, в свою очередь, взаимодействовал с магнием растворов, вследствие чего вместе со скаполитом развился пироксен.

Процесс образования магнетита на контакте с известняками уже нами разбирался. Кислотность раствора в данном случае устраняется непосредственно путем реакции комплексных и хлоридных соединений железа с карбонатным материалом. Образующаяся соляная кислота в результате реакции с карбонатом кальция дает растворимое соединение — хлористый кальций, которое выносится из сферы минерализации. Постоянно присутствующие в высокотемпературных растворах в незначительном количестве фтор и фосфор образуют с кальцием трудно растворимое соединение — апатит.

Таким образом, при взаимодействии известняков с растворами скаполитовой стадии происходила значительная, если не полная, нейтрализация растворов. Образование в то же время скаполита за счет полевошпатовых пород выводило из растворов сильные анионы (Cl и F), что также приводило к понижению кислотных свойств растворов.

Широкое распространение скаполита, а также значительная концентрация магнетитовых руд на месте известняков определяют сферу действия кислых растворов. В скарновую стадию скаполит не выделялся, что естественно объяснить резким понижением концентрации в растворах хлора, а следовательно, и некоторым изменением свойств самого раствора. Однако концентрация натрия в растворах, как вполне подвижного компонента, сохранялась по-прежнему на высоком уровне.

В настоящее время среди исследователей широко распространено мнение [45, 47], что образование скарнов происходит в раннещелочную стадию, конечные этапы которой характеризуются постепенным возрастанием кислотности. Однако экспериментальные исследования, проведенные Д. В. Калининым, показали, что гранат и пироксен довольно легко образуются и в области более низких значений рН при гидротермальной обработке плагиоклаза (№ 45) галоидными солями. В частности, гранат, по данным Д. В. Калинина, может образоваться в интервале рН предположительно от 4 до 8—9. Температура при экспериментах изменялась в пределах 600—650°C, давление—400—640 атм, т. е. примерно соответствовали природным условиям.

Наблюдения показывают, что скарнирование известняков и алюмосиликатных пород проходило в условиях понижения кислотности. Так, развитие скарного пироксена по кварцевым порфирам и скаполитовым породам, в которых сохранились реликты кварца, начинается, как правило, с замещения кварца, а затем уже при более интенсивном метасоматозе замещаются полевые шпаты кварцевых порфиров или скаполиты скаполитовых метасоматитов. Кварц оказывается в это время менее устойчивым. Избирательный характер замещения следует, вероятно, связывать здесь с тем, что растворы скарновой стадии были близки к нейтральным. Выделение послескарнового магнетита проходило также в среде, близкой к нейтральной. Замеры рН суспензий магнетита дают цифры порядка 6,8—7,7.

Характерным и широко проявившимся на месторождениях процессом среднетемпературной стадии минерализации является разложение скаполитов и замещение их альбитом. Часть кальция, входившего в состав мейонитовой молекулы скаполитов, фиксируется при этом в виде новообразований эпидота и актинолита. Другая часть кальция и весь хлор переходили в раствор. В дальнейшем хлор в виде каких-то соединений полностью выносился за пределы области минерализации, поскольку никаких хлорсодержащих минералов, более поздних, чем скаполиты, в месторождениях не отмечается. Разложение скаполита свидетельствует о щелочном характере растворов этой стадии минерализации, причем щелочность их, вероятно, возрастала к концу стадии в связи с переходом в раствор части кальция из альбитизируемых скаполитов.

В последующую низкотемпературную стадию послерудной минерализации, когда выделялись хлориты, карбонаты, сульфиды и цеолиты, щелочность растворов достигла относительно наибольшего уровня. Об этом можно судить по поведению кварца, который особенно интенсивно растворяется при процессах хлоритизации. Наряду с хлоритом в это время происходит выделение кальцита, цеолитов, пирита, а также галенита и сфалерита. Все эти минералы образуются, как известно, в щелочной среде. Однако процессы минерализации низкотемпературного послерудного этапа проявляются лишь в зонах трещиноватости в виде жильных и прожилковых образований и околотрещинных изменений. В связи с этим они не имеют такого широкого развития, как, например, скаполитизация и скарнирование. На самых поздних стадиях минерализации отчетливо проявляются локальные изменения реакции растворов в сторону уменьшения их щелочности. На это указывают появляющиеся местами маломощные прожилки кварца, секущие все предшествующие метасоматические образования.

Таким образом, на примере поведения кварца, как существенно породообразующего минерала, а также некоторых других характерных минералов, которые возникают или разлагаются в ту или иную стадию минерализации, следует считать:

а) галоиднокислые свойства послемагматических растворов характерны только для высокотемпературной стадии метасоматоза, когда в растворах содержалось повышенное количество сильных анионов хлора;

б) фиксация хлора в скаполите, с одной стороны, и нейтрализация действующих растворов при взаимодействии с карбонатными породами — с другой, вызывали повышение рН растворов, и они становились щелочными;

в) наличие щелочной среды особенно ярко проявилось в послерудный низкотемпературный этап, когда, например, реликтовый кварц ме-

тасоматически измененных кварцевых порфиров Качарского месторождения растворялся и образовались многочисленные прожилки кальцита, хлорита и сульфидов.

Характерным, но количественно подчиненным компонентом в послемагматических растворах всех без исключения месторождений был сероводород. Об этом свидетельствует постоянно ассоциирующий с магнетитом в небольших количествах пирит и другие сульфиды. Имеются, далее, признаки того, что на самых поздних стадиях гипогенной минерализации в зонах дробления сероводород окислялся до сульфатного аниона. Это следует из появления прожилков гипса (селенита) и алунитов. Они, однако, весьма малочисленны и маломощны. При образовании селенита мог играть некоторую роль кислород, освобождавшийся при образовании пирита по магнетиту. Одновременно с этим, учитывая отсутствие в месторождениях больших скоплений гипогенного гематита, следует считать, что обстановка была лишена избытка кислородных ионов.

ТЕМПЕРАТУРА

Контактово-метасоматические месторождения, по мнению ряда исследователей (А. Е. Ферсман [137]; В. Линдгрэн [87]; Д. С. Коржинский [69]; Л. Н. Овчинников [101]), образуются при температурах 800—200° и давлениях 100—500 атм.

Таблица 39

Минералотермический анализ магнетитов (по В. М. Щербаку)

Месторождения	№ скв., глубина м	Температуры растрескивания, °С	Температуры максимальных эффектов, °С
<i>Скарновый тип</i>			
Елтай-III	29/56,0	360—510	400—410
Елтай-I	1/136,5	370—540	420—430
Елтай-IV	29/22,0	350—600	500—510
<i>Гидросиликатный подтип</i>			
Елтай-II	14/102,0	300—450	340—350
Козыревка-II	20/154,0	340—450	380—390
Лисаковское	33/80,8	300—450	370—380

О высоких температурах образования магнетитовых месторождений Тургая свидетельствуют следующие факты.

В скалолит-магнетитовых рудах часто встречается титано-магнетит с типичными структурами распада твердого раствора ильменит-магнетит. Гомогенизация таких растворов, установленная экспериментально П. Рамдором [119], происходит при температуре 700—400°.

Весьма характерно, что магнетит, образованный на месте скарновых минералов — граната и пироксена, не обнаруживает аналогичных структур распада, поскольку содержание в нем TiO_2 , по данным многочисленных химических анализов, не превышает 0,3%, обычно же содержится 0,1—0,2%.

В. М. Щербаком (ИГН АН Каз. ССР) были отобраны мономинеральные пробы магнетита из ряда месторождений Тургая, произведены минералотермические анализы методом декрипитации (табл. 39), которые показывают, что растрескивание магнетита из скарновых месторождений происходит в широком интервале температур 350—600° с максимумом эффектов в интервале 400—510°. Декрипитация магне-

титов гидросиликатных месторождений происходит уже в меньшем интервале 300—450°, а максимумы эффектов ограничены температурами 340—390°.

В перекристаллизованных крупнокристаллических скаполитах Качарского месторождения постоянно встречаются газо-жидкие включения, гомогенизация которых, как показали определения М. П. Могилевой, происходит в интервале температур 380—415°. Несомненно, первичные скаполиты возникли при более высоких температурах, порядка 550—600°.

Температура образования гранатов Бенкалинского месторождения, определенная методом декрипитации (А. Е. Бекмухаметов), изменяется в пределах 800—800°.

Для характеристики температур сульфидной стадии имеются только косвенные данные. В частности, закономерные вроски халькопирита и пирротина в сфалерите (Северо-Адаевское месторождение), представляющие продукт распада твердого раствора, гомогенизируются при температуре 350—300°.

Широко распространенные в месторождениях Тургая превращения пироксена в амфибол, по данным Л. Н. Овчинникова, происходят при температуре 400—350°.

Наконец, продукты распада твердого раствора халькопирит-кубанит, установленные нами в Качарском, Куржункульском и других месторождениях, как полагает П. Рамдор [119], возникают при температуре 300—250°.

ГЛУБИНА ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Магнетитовые месторождения Тургая формировались на небольших глубинах. Это доказывается:

1) стратиграфическими данными; месторождения приурочены к верхним частям разреза валерьяновской свиты, реставрация мощностей которой позволяет предположить образование рудных залежей на глубине 1—2,5 км;

2) приуроченностью месторождений к гипабиссальным и приповерхностным интрузивам рудоносного комплекса, формирование которого, как было показано раньше, проходит на глубине 2—3 и 1—1,5 км, соответственно; причем главная масса месторождений расположена в свою очередь, на отдельные блоки и осложненную зону, разбитую, в свою очередь, на отдельные блоки и осложненную (С₁), либо в некотором удалении от интрузивов.

3) характерной минеральной ассоциацией, слагающей околорудные метасоматиты; среди минералов имеется большое число абиссофобных (цеолиты, пумпеллит и др.), устойчивых в условиях малых глубин.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Магнетитовые месторождения Главного рудного пояса Тургая по характеру рудной минерализации и составу околорудных метасоматитов сходны между собой. Они относятся к типу метасоматических образований. В них отчетливо проявились признаки телескопирования, выразившиеся в наложении одних, обычно более низкотемпературных ассоциаций на другие, более высокотемпературные. Такая стадийность минерализации в общем случае определялась режимом щелочности-кислотности растворов в связи с понижением температуры.

2. Главнейшие железорудные месторождения Тургайского прогиба приурочены к сравнительно неширокой меридионально вытянутой полосе осадочно-вулканогенных пород каменноугольного возраста. В структурном отношении эта полоса представляет собой грабен-синклинальную зону, разбитую, в свою очередь, на отдельные блоки и осложненную крупными брахискладками север-северо-восточного простирания. С запада и востока зона ограничена Ливановским и Опановским глубинными разломами.

Месторождения размещены в этой зоне таким образом, что в совокупности представляют меридионально вытянутый пояс, названный Главным железорудным поясом Тургая. Этот пояс прослежен в меридиональном направлении более чем на 800 км, при ширине, не превышающей обычно 60 км. В рудном поясе месторождения распределены неравномерно. Главная масса их сосредоточена в участках глубинных подвижных зон, которые характеризуются максимальной концентрацией продуктивных интрузий, интенсивным проявлением вулканизма и значительным сгущением длительно живущих решетчатых разрывных нарушений. Месторождения локализованы либо в контактовой зоне интрузивов с осадочно-вулканогенными породами валерьяновской свиты (С₁), либо в некотором удалении от интрузивов.

Рудные поля расположены в некотором удалении от Ливановского и Опановского глубинных разломов в зонах сопряженных разрывных нарушений второго порядка.

Разломы субмеридионального и субширотного простираний характерны для всей Валерьяновской зоны, но значительные сгущения их отмечаются только отдельными участками. Именно к таким узлам сопряженных структур приурочены наиболее мощные проявления вулканизма и интрузии Сарбай-Соколовского комплекса.

3. Интрузивные породы, с которыми ассоциируют железорудные месторождения, представлены относительно небольшими телами габбро, габбро-диоритов, диоритов и диоритовых порфиритов. По геофизическим данным, эти массивы—сателлиты более крупных интрузий, залегающих на значительной глубине. Связь Сарбай-Соколовского ин-

трузивного комплекса с железорудными месторождениями парагенетическая, т.е. источником образования данных пород и рудоносных растворов являлся единый магматический очаг.

Интрузивы Сарбай-Соколовского комплекса—производные габброидной магмы. Они комагматичны с вулканогенным нижнекарбонным комплексом. Формирование рассматриваемых интрузивов проходило в посленижнекаменноугольное время, когда основные складчатые процессы судетской фазы тектогенеза, вероятно, закончились. Определения абсолютного возраста интрузивов дают цифры 325—290 млн лет.

По отношению к складчатым структурам гипабиссальные тела занимают секущее положение, прослеживаясь вдоль глубинных разломов или разрывных нарушений второго порядка, опирающихся главные разломы. По характеру внедрения это трещинный тип плутонов, тесно связанный с разломными нарушениями и обладающий в общем довольно сложным строением. Учитывая состав и структурные особенности плутонов, мы выделяем следующие зоны: артеритовую, такситовую и ядерную. В каждой из зон породы по составу и структуре заметно различаются. В артеритовой зоне развиты преимущественно диоритовые порфириды, габбро-порфириды, сходные с эффузивами, в такситовой—габбро-диориты, диориты, гранодиориты, в ядерной — габбро. Такая зональность, по нашему мнению, связана с дифференциацией магмы на глубине и частично, может быть, в процессе становления интрузии.

Интрузивы субвулканической фации характеризуются более простой формой. Они образуют пластовые тела и вместе с вмещающими их вулканогенными породами оказываются интенсивно пропилитизированными, а в некоторых месторождениях неравномерно замещены рудами.

В интрузивных массивах Тургая развиты одни и те же петрографические разновидности пород: габбро, габбро-диориты, диориты и гранодиориты. Здесь нет сиенитов и типичных гранитов, с которыми ассоциировалось бы железоруденение.

В рудном поясе нами выделен послерудный гранитоидный комплекс, формирование которого проходило после магнетитового оруденения. На площади рудных полей Тургая широко развит дайковый комплекс. Особенно многочисленны дайки в отдельных месторождениях. Эта закономерность, присущая различным железорудным провинциям, убедительное доказательство родственной связи рудо- и петрогенеза. В то же время пространственное совмещение областей максимальной концентрации оруденения и даек может рассматриваться как признак единства путей движения рудоносных растворов и магмы, из которой формировались жильные породы.

4. Магнетитовые месторождения Тургая характеризуются разнообразными околорудными метасоматитами, возникшими в результате реакционного взаимодействия растворов с карбонатными и алюмосиликатными породами. Большое разнообразие метасоматитов, которое устанавливается в каждом рудном поле, обусловлено различным составом исходных пород, инертные компоненты которых определяют состав метасоматитов, индивидуальностью минерализующих растворов и изменением в процессе метаморфизма термодинамических условий, в частности постоянным снижением температуры.

В контактовой зоне гипабиссальных интрузивов ряда месторождений широко проявился процесс ороговикования. Перекристаллизация вызывалась здесь активным воздействием потоков сквозьмагматических растворов на значительно прогретые участки вмещающих интрузивов.

зию пород. Роговики возникли в условиях прогрессивной стадии метаморфизма, вероятно, вместе с раскристаллизацией магматических расплавов.

Наиболее равным послемагматическим процессом во многих месторождениях является щелочной (натриевый) метасоматоз, вызывающий околорудную альбитизацию вулканогенных и интрузивных пород.

Процесс альбитизации вулканитов и апикальных частей интрузивов сопровождался разложением цветных минералов и выносом входящих в их состав железа, магния, кальция и калия, т. е. происходило осветление перичных пород. При этом извлеченное железо частично могло быть источником накопления его в рудной зоне. Однако железо, освобождающееся при альбитизации порфиритов, по-видимому, полностью переходит в руды. Значительная часть его перераспределяется во вмещающих породах.

Околорудные породы крупнейших месторождений Тургая—скаполитовые метасоматиты, тесно связанные с магнетитовой минерализацией. Пространственное положение этих метасоматитов в рудной зоне прежде всего определялось наличием алюмосиликатных пород, на месте которых они возникли. Скаполитизация по отношению к скарновому процессу более ранняя. Скаполит развивался в результате инфильтрационного галогенно-щелочного метасоматоза алюмосиликатных пород. Хлорсодержащий скаполит не встречается в равновесии с основными и средними плагиоклазами. Устойчивой парагенетической ассоциацией в Тургайских месторождениях является скаполит + пироксен, для некоторых месторождений характерен парагенезис скаполита с диопсидом и биотитом.

Не менее характерные околорудные породы ряда месторождений Тургая—скарны, образование которых связано с известково-магнезиально-железистым метасоматозом карбонатных и алюмосиликатных пород.

Скарны Тургайских месторождений образовались в основном по алюмосиликатным породам—андезитовым и диабазовым порфиритам, туфам, туффитам, диоритам, роговикам и в меньшей мере по карбонатным породам. В рудных полях Тургая преимущественно развиты скарны инфильтрационного типа, возникшие путем переноса компонентов восходящими растворами. Локализация таких скарнов в основном определялась зонами дробления пород, через которые могли циркулировать послемагматические растворы. Инфильтрационные скарновые тела не обнаруживают зонального строения. Минералы переменного состава сохраняют здесь на значительном протяжении близкий или почти один и тот же состав.

Биметасоматический тип скарнов, для которого, как известно, определяющим является встречный перенос компонентов путем диффузии в поровых растворах, не имеет широкого распространения в месторождениях Тургая. Эти скарны представлены небольшими линзообразными телами на контакте алюмосиликатных пород и известняков. Растворы, вызывающие диффузионный обмен компонентами, просачивались здесь между разнородными слоями пород, в частности между известняками и эффузивами. Особенность биметасоматических скарнов заключается в их зональном строении, выражающемся в изменении состава минералов изоморфного ряда в направлении от эндоконтакта к экзоконтакту, а также в смене одних минералов другими. Скарны тесно связаны с наложенными на них магнетитовыми рудами.

В рудных полях Тургая широко развиты среднетемпературные метасоматиты, состоящие обычно из переменного количества эпидота,

альбита, актинолита. Они слагают внешнюю ореольную зону скарново-рудных тел, при этом во многих месторождениях центростремительно разрастаются, замещая пироксен-гранатовые скарны. Эпидот-актинолитовые апоскарновые метасоматиты в направлении к вмещающим вулканогенным образованиям сменяются эпидот-альбит-актинолитовыми метасоматитами, а эти последние — пропилитами. Развитие по скарнам эпидот-актинолитовых метасоматитов и пропилитизация изверженных пород во времени совпадают и нередко совмещаются пространственно. Пропилитизация наиболее полно проявляется в районах концентрации интрузивных пород и почти во всех рудных полях тесно связана с железооруденением. Пропилитизация может рассматриваться как один из поисковых признаков на магнетитовое оруденение.

Низкотемпературные минеральные ассоциации характеризуются более разнообразным составом. Нами выделены и детально описаны кварц-кальцит-хлоритовые, тальк-серпентиновые, цеолитовые и алунитовые образования. В отличие от метасоматитов среднетемпературной стадии названные ассоциации характеризуются линейным размещением, интенсивность метасоматоза здесь полностью определялась степенью раздробленности исходных пород. Критерием образования рассматриваемых парагенетических ассоциаций в условиях низких температур является неустойчивость эпидота и актинолита, которые подобно пироксену и гранату нередко нацело замещаются хлоритом и кальцитом.

5. Формирование железорудных месторождений Тургай тесно связано с посленижнекарбонным магматизмом. Пространственная приуроченность интрузивных пород Сарбай-Соколовского комплекса и магнетитовых месторождений к одним и тем же крупным тектоническим структурам позволяет говорить о том, что магма и рудоносные растворы использовали одни и те же пути движения и что во времени эти два процесса сближены.

Источником рудоносных растворов, по-видимому, служили глубинные магматические очаги. Подъем магм и ассимиляция пород кровли приводили к нарушению равновесного состояния системы и способствовали отделению рудоносных растворов. Перенос железа осуществлялся в форме хлорацидокомплексных соединений, устойчивых при высоких температурах. Часть железа в рудах, вероятно, является «местным», извлеченным растворами из окружающих пород при процессах альбитизации и концентрировалось в отдельных участках рудной зоны.

ЛИТЕРАТУРА

1. Х. М. Абдуллаев. Геология шеелитоносных скарнов Средней Азии. Ташкент, Изд-во АН Уз. ССР, 1947.
2. Х. М. Абдуллаев, А. Б. Баталов, В. Г. Гарьковец. Железородные месторождения Средней Азии. Сов. геология, 1949, сб. 29.
3. Х. М. Абдуллаев. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями. М., Госгеолтехиздат, 1954.
4. Ангаро-Илимские железородные месторождения. М., Госгеолтехиздат, 1960.
5. Т. Барт. Теоретическая петрология. М., ИЛ, 1956.
6. Я. П. Баклаев. К характеристике осветленных пород, сопровождающих оруденение контактово-метасоматического типа на Урале. Физ.-хим. пробл. формирования горных пород и руд, ч. II, 1963.
7. А. Б. Баталов. Мушкетовит в скарнах Западного Тянь-Шаня. Зап. Узбек. отд. Всес. минерал. об-ва, вып. 8, 1955.
8. А. Б. Баталов. Генетические типы железородных месторождений Средней Азии. Узбек. геол. журнал, 1961, № 3.
9. Б. С. Батлер. Возможное объяснение высокого содержания окисного железа в известковых контактных зонах. Вопр. физ. химии в минерал. и петрограф. М., ИЛ, 1950.
10. А. Е. Бекмухаметов. Этапы эндогенной минерализации на Бенкалинском месторождении. Тр. Ин-та геол. наук АН Каз. ССР, т. 4, 1961.
11. А. Е. Бекмухаметов. Некоторые особенности гистерогенной минерализации в Бенкалинском и Шагыркульском месторождениях магнетитов. Изд. АН Каз. ССР., 1962, вып. 4.
12. П. М. Беляшов, М. П. Фадина. Качарское месторождение. В кн. «Магнетитовые руды Кустанайск. области». М., Изд-во АН СССР, 1958.
13. А. Г. Бетехтин. О влиянии режима серы и кислорода на парегенетические соотношения минералов в рудах. Изв. АН СССР, серия геол., 1949, № 3.
14. А. Г. Бетехтин. Минералогия. М., 1950.
15. А. Г. Бетехтин. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. Основн. пробл. в учении о магматич. рудн. м-ниях., М., Изд-во АН СССР, 1953.
16. А. Г. Бетехтин. О генетической связи гидротермальных образований с интрузивами. Основн. пробл. в учении о магматич. рудн. м-ниях. М., Изд-во АН СССР, 1953.
17. А. Г. Бетехтин, А. Д. Генкин, А. А. Филимонова, Т. П. Шадлун. Текстуры и структуры руд. М., Госгеолтехиздат, 1958.
18. Ю. А. Билибин. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955.
19. В. В. Богацкий. Геологические особенности южносибирских магнетитовых месторождений гидросиликатового типа. Разведка и охрана недр, 1957, № 9.
20. В. В. Богацкий. Новый саянский тип метасоматических магнетитовых месторождений. Матер. по геол. Красноярск. края, вып. 1, 1961.
21. Е. П. Бойцова, Е. А. Мазина, Б. М. Михайлов, Н. К. Овечкин. Геология юго-западной части Тургайского прогиба. Тр. ВСЕГЕИ. нов. сер., т. 5, Л., 1955.
22. И. И. Бок. Глубинные процессы рудообразования и глубинные генетические типы месторождений (магматический комплекс). Тр. Казах. политехн. ин-та, сб. 22. М., 1962.
23. С. А. Вахромеев. Руководство по минераграфии. Иркутск, 1956.
24. В. А. Вахрушев. Вопросы минералогии, геохимии и генезиса железных руд Кондомского района Горной Шории (Западная Сибирь). Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1959.

25. А. С. Великий. Структуры рудных полей. Л., Изд-во ЛГУ, 1961.
26. А. П. Виноградаов, Е. И. Донцов а. Изотопный состав кислорода минералов скарнового происхождения. ДАН СССР, 1952, № 6.
27. А. Н. Винчелл, И. Винчелл. Оптическая минералогия. М., ИЛ, 1953.
28. В. И. Влодавец. О происхождении пород, обычно называемых туфоловами и интрититами. Тр. Лабор. вулканологии, вып. 14, М., 1957.
29. Ф. И. Вольфсон. Отношение оруденения эндогенных месторождений к крупным тектоническим нарушениям. Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 6.
30. И. С. Волынский. Определение рудных минералов под микроскопом. М., Гослитиздат, 1947.
31. Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии. Сб. статей. М., ИЛ, 1950.
32. Геология Тургайского прогиба. ВСЕГЕИ, вып. 1, нов. сер., вып. 43, Л., 1961.
33. Геологическое строение Тургайского прогиба. ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 53, Л., 1961.
34. В. М. Гольдшмит. История металлов семейства железа, вып. 1. М., Госхимиздат, 1933.
35. И. И. Горский, Н. И. Леоненко. Некоторые вопросы геологии и угленосности области Тургайского пролива. Тр. Лаборатории геологии угля, вып. VIII, Л., 1958.
36. Д. П. Григорьев. Онтогенез минералов. Львов. Изд-во Львовского ун-та, 1961.
37. И. В. Дербиков. Тейско-Тузуксинский железорудный район Кузнецкого Алатау. Матер. по геол. Зап.-Сиб. края, № 26, 1935.
38. А. М. Дымкин. О скаполитизации эффузивных пород. Учен. запис. Казанск. гос. ун-та, т. 115, кн. 16. Казань, 1955.
39. А. М. Дымкин. Петрографическая характеристика и особенности минерализации Качарского месторождения. Учен. запис. Казанск. гос. ун-та, т. 116, кн. 12, серия геол. Казань, 1956.
40. А. М. Дымкин. О метаколлоидных выделениях арсенидов в Качарском месторождении. Учен. запис. Казанск. гос. ун-та, т. 117, кн. 2. Казань, 1957.
41. А. М. Дымкин, Г. А. Соколов. О колломорфных выделениях эндогенного магнетита в Куржункульском железорудном месторождении. Геология и геофизика, 1961, № 1.
42. А. М. Дымкин, А. И. Васильева. Некоторые особенности распределения элементов-примесей в главных рудных минералах Алешинского магнетитового месторождения (Тургайский прогиб). Геология и геофизика, 1961, № 8.
43. А. М. Дымкин. Контактво-метасоматические месторождения железа южной части Главной рудной полосы Тургая. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1962.
44. А. М. Дымкин, Г. М. Тетерев, Н. Г. Пиунов. Основные закономерности размещения магнетитовых месторождений Тургая. Изв. АН Каз. ССР, 1964, № 12.
45. В. А. Жариков. Геология и метасоматические явления скарно-полиметаллических месторождений Западного Карамазара. М., Изд-во АН СССР, 1959.
46. В. А. Жариков. Реакционные явления магматической и послемагматической стадий при формировании скарноворудных месторождений. Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Тр. Втор. Всеросс. петрограф. совещ. М., Госгеолтехиздат, 1960.
47. В. А. Жариков. Условия образования скарновых руд. Междунар. геол. конгр., XXI сессия, пр. 16, 1960.
48. В. А. Жариков, Д. К. Власова. Контактные роговики и скарны месторождения Майхура. Физ.-хим. пробл. формир. горных пород и руд., т. 1, М., Изд-во АН СССР, 1961.
49. А. Н. Заварицкий. Пересчет химических анализов изверженных горных пород. М., Госгеолтехиздат, 1960.
50. А. Н. Заварицкий. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1949.
51. В. А. Заварицкий. Вулканические породы кислого состава Качарского железорудного месторождения. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. LXXXIX, вып. 5. Л., 1960.
52. В. А. Заварицкий. Метасоматические изменения горных пород, вмещающих Качарское железорудное месторождение. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. XCII, вып. 5. Л., 1963.
53. Е. Е. Захаров. О некоторых закономерностях в регионально-геологическом размещении месторождений руд черных и цветных металлов. Закономерности размещения полезных ископаемых. 1. М., Изд-во АН СССР, 1958.
54. Измененные околорудные породы и их поисковое значение. М., Госгеолтехиздат, 1954.
55. Э. П. Изох, Л. М. Колмак, Г. И. Наговская, В. В. Русс. Поздне-мезозойские интрузии Центрального Сихотэ-Алиня и овязь с ними оруденения. М., Госгеолтехиздат, 1957.

56. Д. В. Калинин. Химические процессы образования Таятского железорудного месторождения (Восточный Саян). Геохимия, 1961, № 7.
57. Д. В. Калинин. Об образовании магнетита контактово-метасоматических железорудных месторождений. Геохимия, 1962, № 7.
58. П. Н. Кобзарь, Н. М. Беляшов. Некоторые вопросы геохимии процессов образования магнетитовых руд в контактово-метасоматических месторождениях. Тр. Казах. НИИМС, вып. 1, Алма-Ата, 1959.
59. П. Н. Кобзарь, Д. Д. Топорков, В. М. Щербак. Значение структурного контроля в образовании и распределении контактово-метасоматических месторождений железа. Тр. Казах. НИИМС, вып. 3, Алма-Ата, 1960.
60. П. Н. Кобзарь. Последовательность процессов при образовании контактово-метасоматических месторождений железа. Тр. Казахск. НИИМС, вып. 3, Алма-Ата, 1960.
61. Л. П. Копылова. К вопросу об изучении рН минералообразующей среды метасоматических процессов. Геология и геофизика, 1963, № 6.
62. В. С. Коптев-Дворников, И. Ф. Григорьев, Е. И. Доломанова и др. Гранитные формации малых глубин. Докл. сов. учен. МГК, XXI сессия, пробл. № 13, М., 1960.
63. В. Н. Котляр, М. А. Фаворская. О взаимоотношении некоторых типов оруденения с эффузивными формациями. Проблемы вулканизма. Ереван, 1959.
64. В. Н. Котляр. О рудоносных вулканических жерлах и их пространственном размещении. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 91, № 4, Л., 1962.
65. Д. С. Коржинский. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности. Тр. Ин-та геол. АН СССР, вып. 12, М., 1940.
66. Д. С. Коржинский. Контактные реакционно-метасоматические месторождения. ДАН СССР, т. 33, № 2, М., 1941.
67. Д. С. Коржинский. Понятие о геохимической подвижности элементов. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 71, вып. 3, 4, Л., 1942.
68. Д. С. Коржинский. Петрология Турьинских скарных месторождений меди. Тр. ИГН, вып. 68, М., Изд-во АН СССР, М., 1948.
69. Д. С. Коржинский. Очерк метасоматических процессов. Основные проблемы учения о магматич. рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953.
70. Д. С. Коржинский. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М. Изд-во АН СССР, 1957.
71. Д. С. Коржинский. Режим кислотности послемагматических растворов. Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 12.
72. Д. С. Коржинский. Гидротермальная кислотно-щелочная дифференциация. ДАН СССР, № 2, М., 1958.
73. Д. С. Коржинский. Кислотность — щелочность как главнейший фактор магматических и послемагматических процессов. Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Тр. Втор. петрограф. совещ. М., Госгеолтехиздат, 1960.
74. Д. С. Коржинский. Режим кислотности при постмагматических процессах. Междунар. геол. конгр., XXII сессия, пробл. № 5, М., 1964.
75. А. В. Королев. К вопросу о генезисе скарно-магнетитовых месторождений. Тр. Среднеазиат. политехн. ин-та, нов. серия, вып. 4. Ташкент, 1957.
76. И. А. Кочергин, В. К. Пятунин. Новейшие данные по геологии Сарбайского и Соколовского магнетитовых месторождений. В кн. «Магнетитовые руды Кустанайской области». М., Изд-во АН СССР, 1958.
77. И. А. Кочергин. Структурный контроль магнетитового оруденения в Тургайском прогибе. Изв. АН Каз. ССР, серия геол., 1961, вып. 1.
78. И. А. Кочергин. Литологический контроль магнетитового оруденения в Соколовско-Сарбайской группе месторождений. Изв. АН Каз. ССР, серия геол., 1962, вып. 2.
79. Е. А. Кузнецов. Геология зеленокаменной полосы восточного склона Среднего Урала, М., Изд-во АН СССР, 1939.
80. В. А. Кузнецов. Основные этапы развития магматизма и элементы металлогении Горного Алтая. Изв. вост. фил. АН СССР, 1957, № 2.
81. В. А. Кузнецов. Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогении Горного Алтая. Вопросы геол. и металлогении Горного Алтая. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1962.
82. Ю. А. Кузнецов. Железороденение и генетические типы интрузий. Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 2.
83. Ю. А. Кузнецов. Условия образования главных типов магматических формаций подвижных зон. Геология и геофизика, 1962, № 10.
84. Ю. А. Кузнецов. Главные типы магматических формаций. М., Изд-во «Недра», 1964.
85. Е. К. Лазаренко. Курс минералогии. М., Госгеолтехиздат, 1951.
86. С. С. Лапин. О формах проявления реликтового карбоната в некоторых скарно-железородных месторождениях Горной Шории. Изв. АН СССР, серия геол., 1954, № 2.

87. В. Линдгрэн. Минеральные месторождения. ОНТИ. М., 1935.
88. П. А. Литвин. Геология складчатого фундамента района верховьев р. Тобола. Записки Ленинград. горн. ин-та, т. XXXVII, вып. 2. Л., 1960.
89. П. А. Литвин, И. В. Евлентьев. О возрасте и стратиграфии метаморфических толщ в верховьях р. Аят. Геология Тургайского прогиба. Тр. ВСЕГЕИ, вып. 43, Л., 1961.
90. В. П. Логинов. Алумосиликаты Кабанского колчеданного месторождения. Тр. ИГиН АН СССР, № 15. М., 1951.
91. В. Н. Лодочников. Основы кристаллооптики. М., Госгеолиздат, 1941.
92. Е. А. Мазина. Геологическое строение палеозойского фундамента северной части Тургайского прогиба. Тр. Объединен. Кустанайск. науч. сессии, т. 11. Алма-Ата, 1958.
93. Л. А. Мирошниченко. К вопросу локализации скарновых месторождений Центрального Казахстана. Изв. АН Каз. ССР, серия геол., 1957, вып. 4 (29).
94. В. К. Монич. К вопросу о фациях кислых магматических пород Казахстана. Изв. АН Каз. ССР, серия геол., 1962, вып. 15.
95. И. П. Новохатский. Минералогический состав руд Аятского железорудного бассейна. В кн. «Проблемы освоения Аятского железорудного бассейна». М., Изд-во АН СССР, 1951.
96. Н. К. Овечкин, Д. Д. Топорков. Геологическая история Тургайского прогиба и его полезные ископаемые. Советская геология, 1958, № 3.
97. Л. Н. Овчинников. Экспериментальные исследования в связи с изучением рудных месторождений. Тр. ГГИ УФАН СССР, вып. 26. Минер. сб., № 3, Свердловск, 1955.
98. Л. Н. Овчинников. Закономерности размещения контактово-метасоматических месторождений на Среднем и Северном Урале. В кн. «Железородная база Тагил-Кушвинск. промыш. р-на». Изд-во АН СССР, УФАН, 1957.
99. Л. Н. Овчинников, А. С. Шур, М. В. Панова. Об абсолютном возрасте некоторых изверженных, метаморфических и осадочных образований Урала. Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 10.
100. Л. Н. Овчинников, М. А. Гаррис. Абсолютный возраст геологических образований Урала и Приуралья. МГК. XXI сессия. Докл. сов. геологов, пробл. 3, АН СССР, 1960.
101. Л. Н. Овчинников. Контакттово-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала. Изд-во АН СССР, УФАН, 1960.
102. Л. Н. Овчинников, Я. П. Баклаев. О закономерностях размещения контактово-метасоматических месторождений Урала в связи с составлением крупномасштабных карт металлогении и прогноза. Тр. ГГИ УФАН СССР, вып. 58, Свердловск, 1962.
103. Л. Н. Овчинников. Некоторые закономерности магматогенного рудообразования (по экспериментальным данным). Междунар. геол. конгресс, XXI сессия, М., 1960.
104. Л. Н. Овчинников, Д. С. Шляпкинова, А. С. Шур. Мобилизация и перенос вещества при эндогенном рудообразовании. Междунар. геол. конгресс, XXII сессия, М., 1964.
105. К. Н. Озеров. О роли вмещающих горных пород в локализации эпигенетических месторождений полезных ископаемых пневматолито-гидротермального происхождения. Вестник ЛГУ, 1949, № 5.
106. Д. О. Онтоев. Описание магнетитовых месторождений. Сб. «Магнетитовые руды Кустанайской области». М., Изд-во АН СССР, 1958.
107. Д. О. Онтоев. О скаполит-магнетитовых рудах некоторых контактово-метасоматических месторождений железа. Советская геология, 1956, № 50.
108. А. Л. Павлов. Низкотемпературный гидротермальный синтез гематита и магнетита. Геология и геофизика, 1964, № 11.
109. Д. И. Павлов. Анзасское магнетитовое месторождение и участие хлора в его формировании. М., Изд-во «Наука», 1964.
110. Н. В. Павлов. Магнетитовые месторождения района Тунгусской синеклизы Сибирской платформы. М., Изд-во АН СССР, 1961.
111. Н. В. Павлов. Геология и происхождение магнетитовых месторождений трапповой области Сибирской платформы. Междунар. геол. конгресс, XXI сессия, М., 1960.
112. Б. А. Петрушевский. Структура Тургайской впадины. Изв. АН СССР, серия геол., 1939, № 4.
113. Г. В. Поляков. О генетических связях железорудения с интрузиями. Геология и геофизика, 1962, № 6.
114. Г. В. Поляков, Г. С. Федосеев. Интрузивные комплексы района Таят-Табратской группы железорудных месторождений. Магматические комплексы Алтае-Саянской складчатой области, вып. 33, Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963.

115. Поддубный. К вопросу о генезисе железных руд. Изв. АН СССР, серия геол. 1953, № 2.
116. Г. Л. Поспелов. О роли карбонатов в образовании некоторых скарново-железородных месторождений Западной Сибири. Изв. АН СССР, серия геол., 1954, № 2.
117. Г. Л. Поспелов. Вещественный состав контактово-метасоматических железородных месторождений Алтае-Саянской области. Сб. «Железородн. м-ния Алтае-Саянской горной обл.», т. 1, М., Изд-во АН СССР, 1958.
118. Г. Л. Поспелов. О закономерностях размещения магматогенных железородных месторождений Алтае-Саянской складчатой области. Сб. «Закономерн. размещ. полезн. ископ.», т. 1, М., 1958.
119. П. Рамдор. Рудные минералы и их срастания. М., ИЛ, 1962.
120. В. М. Сергневский. Магматизм и развитие тектонических структур Урала. Матер. по геол. и полезн. ископ. Южного Урала, вып. 2. М., Госгеолтехиздат, 1960.
121. В. М. Сергневский, И. А. Петрова. Основные особенности развития тектонических структур, магматизма Урала и закономерности минерализации. Матер. по геол. и полезн. ископ. Урала, вып. 86, Л., 1962.
122. А. И. Семенов, К. И. Дворцова, Б. И. Борсук и др. Средне- и верхнепалеозойский магматизм Казахстана. В кн. «Геологич. строение СССР». т. 2. М., Госгеолтехиздат, 1958.
123. А. П. Сигов. О возрасте кайноитпных эффузивов Кушмуруна. ДАН СССР, 95, № 3, М., 1954.
124. В. И. Смирнов. Соотношение эндогенного и экзогенного рудообразования в субмаринных вулканогенных геосинклинальных комплексах. Междунар. геол. конгресс, XXII сессия, М., 1964.
125. С. С. Смирнов. О современном состоянии теории образования магматогенных рудных месторождений. Зап. Всес. минералог. об-ва, № 1, Л., 1947.
126. В. С. Соболев. Петрология траппов Сибирской платформы. Тр. Арктич. ин-та, т. 43, М., 1936.
127. В. С. Соболев. Введение в минералогию силикатов. Львов, 1949.
128. В. С. Соболев, О. С. Соболева. Физико-химическая трактовка изоморфизма. Уч. зап. Львов. ун-та, серия хим., ч. I, IX, вып. 1, 1947; ч. II, XIII, вып. 2, 1949.
129. Г. А. Соколов. Типы и условия образования магматогенных железных руд СССР. Сб. «Железородная база черн. металлургии СССР». М., Изд-во АН СССР, 1957.
130. Г. А. Соколов. Геология, закономерности состава и вопросы генезиса магнетитовых месторождений Тургайского прогиба. Тр. Объединен. Кустанайской науч. сессии, т. 2. Алма-Ата, Изд-во АН Каз. ССР, 1958.
131. Г. А. Соколов, Д. И. Павлов. Об источниках и роли хлора в магматогенном рудообразовании. Междунар. геол. конгресс; XXII сессия, М., 1964.
132. П. М. Татариннов, И. Г. Магакьян. Опыт классификации постмагматических месторождений. Записки минер. об-ва, ч. 28, № 3, Л., 1949.
133. Ф. Тернер, Дж. Ферхуген. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., ИЛ, 1961.
134. Г. М. Тетерев. Новейшие данные о геологическом строении и минеральных ресурсах Тургайского прогиба. Тр. Объедин. Кустанайской науч. сессии, т. 2, Алма-Ата, Изд-во АН Каз. ССР, 1958.
135. Д. Д. Топорков. Геологические особенности, типы и ресурсы железных руд Тургайского прогиба. Тр. Объедин. Кустанайск. науч. сессии, т. 2, Алма-Ата, Изд-во АН Каз. ССР, 1958.
136. У. Файф, Ф. Тернер, Дж. Ферхуген. Метаморфические реакции и метаморфические фации. М., ИЛ, 1962.
137. А. Е. Ферсман. Геохимические и минералогические методы поисков полезных ископаемых. Избр. тр., т. II, М., Изд-во АН СССР, 1953.
138. А. Финдлей. Правило фаз и его применение. ОНТИ, М., 1932.
139. Н. И. Хитаров. Экспериментальная характеристика устойчивости кварца и миграции кремнезема в гидротермальных условиях. Тр. четвертого совещ. эксперим. петрограф. и минералог. АН СССР, вып. 2, М., 1952.
140. Дж. Е. Холи, С. К. Робинсон. О предполагаемом окислении Fe_3O_4 углекислотой. Вопросы физ. химии в минералогии и петрографии. М., ИЛ, 1950.
141. Ф. В. Чухров. Коллоиды в земной коре. М., Изд-во АН СССР, 1956.
142. Т. Н. Шадлун. Некоторые особенности внутреннего строения зерен пирита в колчеданных залежах. Минералог. сбор. Львов, геол. об-ва, № 4, 1950.
143. Ф. К. Шипулин. К теории процессов контактового метаморфизма. Геол. рудн. месторождений, 1960, № 3.
144. Ф. Н. Шахов. К теории контактовых месторождений. Тр. ГГИ ЗСФАН СССР, вып. 1. Томск, 1947.

145. Г. Н. Щерб а. Глубинные подвижные зоны Центрального Казахстана. Изв. АН Каз. ССР, 1955, вып. 20.
 146. Г. Н. Щерб а. Ю. А. Колмогоров, М. В. Куминова и др. О глубинных подвижных зонах Центрального Казахстана. Изв. АН Каз. ССР, 1962, вып. 1.
 147. В. В. Щербина. Формы переноса химических элементов в процессах минералообразования и условия их концентрации. Сб. «Вопр. геохимии и минералогии». М., Изд-во АН СССР, 1956.
 148. В. В. Щербина. О геохимических условиях выделения окисных соединений из силикатов. Физ.-хим. проблемы формирования горн. пород и руд. М., Изд-во АН СССР, 1962.
 149. Ю. Н. Яковлев. Геологическое строение, минеральный состав и генезис Куржункульского железорудного месторождения. Записки Ленингр. горн. ин-та, т. X, вып. 2, 1962.
 150. А. Л. Яницкий. Олигоценые оолитовые железные руды Северного Тургая и их генезис. М., Изд-во АН СССР, 1960.
 151. А. Л. Яншин. Геология Северного Приаралья. М., Изд-во Моск. об-ва испыт. природы, 1953.
 152. P. Escola. On the principles of metamorphic differentiation. Bull. Comm. Geol. Finl., № 97, 1932.
 153. P. Escola. Die metamorphen Gesteine, p. 263—407 in Barth T. F. W., Correns C. W., Escola P., Die Entstehung der Gesteine, Springer, Berlin, 1939.
 154. H. D. Holland. Some applications of thermochemical data to problems of ore deposits. Econ. Geol., vol. 54, № 2, 1959.
 155. M. Kuhara. Experiments on the Hydrothermal Precipitation of Magnetite and Hematite. Japan. J. Geol. and Geogr., vol. IV, № 1—2. Tokio, 1925.
 156. P. Ramdohr. Beobachtungen an Magnetit, Ilmenit und über das System FeO, Fe₂O₃, TiO₂. Sonder dr. aus d. Festschr. Z. 150, Sahrfeier der Bergakad. Klastahl, 1925.
-

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава I. Структурно-геологическая позиция Главного железорудного пояса Тургай	
Характеристика основных структурных зон	5
Рудные поля и некоторые особенности локализации в них магнетитовых месторождений	13
Глава II. Петрография и основные черты петрологии изверженных пород рудных полей	
Андезито-диоритовая серия	18
Вулканогенный комплекс	21
Петрографическое описание вулканитов	24
Петрохимические особенности вулканогенного комплекса	44
Сарбай-Соколовский интрузивный комплекс	45
Возраст интрузий и фазы интрузивной деятельности	46
Глубина формирования интрузивных тел	48
Форма и строение массивов	49
Петрографическое описание главнейших типов интрузивных пород	55
Петрохимические особенности пород Сарбай-Соколовского комплекса	73
Послерудный гранитоидный комплекс	77
Общая характеристика	77
Аляскитовые граниты	78
Дайковые образования	79
Общая характеристика	79
Дорудные дайки	80
Послерудные дайки	80
Петрохимические особенности дайковых пород	87
Глава III. Околорудные метасоматиты	
Метасоматиты магматического этапа	90
Метасоматиты послемагматического этапа	95
Глава IV. Генезис месторождений	
Этапы и стадии минерализации и поведение главных петрогенных и рудогенных элементов при процессах метаморфизма, нерудного метасоматоза и оруденения	129
Магматический этап	130
Послемагматический этап	131
Некоторые соображения об изменениях химического характера минерализующих растворов	152
Температура	156
Глубина формирования месторождений	157
Заключение	158
Литература	162

ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
157	6 снизу	ную зону, разбитую, в свою очередь, на отдельные блоки и осложненны (C_1), либо в некотором удалении от интрузивов.	на одном гипсометрическом уровне с апикальными частями гипабиссальных интрузивов;

А. М. Дымкин. „Петрология и генезис магнетитовых месторождений Тургая“.