

799
А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

Т Р У Д Ы
ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ВЫПУСК 68. СЕРИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (№ 10)

Д. С. КОРЖИНСКИЙ
ПЕТРОЛОГИЯ ТУРЬИНСКИХ СКАРНОВЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ МЕДИ

Проверено 1974 г.



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

Д. С. КОРЖИНСКИЙ

**ПЕТРОЛОГИЯ ТУРЬИНСКИХ СКАРНОВЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ МЕДИ**

ПРЕДИСЛОВИЕ

В основу настоящей работы положены материалы исследований Турьинского месторождения, произведенных Турьинским отрядом Уральской экспедиции Академии Наук СССР. В составе этого отряда в 1940—1941 гг. работали, под руководством автора, аспиранты Л. Н. Овчинников и М. З. Кантор, геолог В. Ф. Чернышев и младший научный сотрудник З. Н. Коржинская. В 1942 г. исследования продолжали вести Д. С. и З. Н. Коржинские, которые еще в 1938 г. на короткий срок посетили это месторождение.

Геологические вопросы, которыми в Турьинском отряде занимался В. Ф. Чернышев, будут освещены в отдельной работе этого геолога.

Так как исследованием руд Турьинского месторождения занимался аспирант Л. Н. Овчинников, призванный затем, как и М. З. Кантор, в армию, этот раздел остался незаконченным, и потому глава об оруденении носит предварительный характер.

В силу обстоятельств, связанных с военным временем, ряд начатых исследований не был закончен и некоторые материалы не могли быть нами использованы в этой работе.

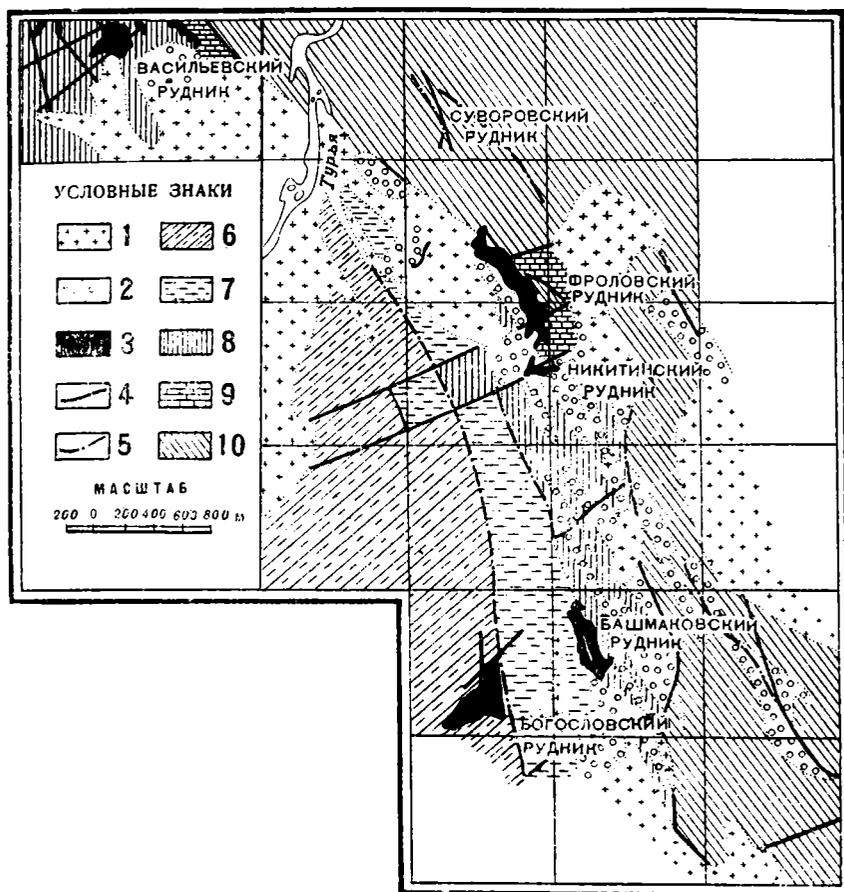
Для наших исследований большое значение имела возможность пользования громадной и исключительно ценной коллекцией шлифов кернам скважин Федоровского геологического музея (ФГМ, Турьинские рудники), а также коллекциями шлифов и другими материалами Турьинской стационарной геолого-разведочной партии (ТСГРП, треста «Цветметразведка»).

Весьма благоприятным условием для наших исследований была не только дружная совместная работа всех сотрудников Турьинского отряда, но и постоянный обмен мнениями и сведениями с другими геологами, работавшими на Турьинском месторождении, особенно, с руководителями ТСГРП Я. П. Баклаевым, затем с А. А. Корольковым, Н. Е. Гухман

и другими, а также всякого рода товарищеская помощь этих и других лиц, которым и выражаю свою благодарность.

Турьинские медные рудники расположены на восточном склоне Северного Урала, в Карпинском районе Свердловской области, в 25 км к СЗ от города Серова (бывший Надеждинск). Общее геологическое описание района этих рудников было дано В. М. Сергиевским (1939).

На фиг. 1 дана геологическая карта района Турьинских медных рудников, взятая из книги «Краткий курс месторождений полезных ископаемых» под редакцией Зверева, Татарина и Бетехтина (1939).



Фиг. 1. Геологическая карта района Турьинских медных рудников
 1— интрузии; 2— гранатовые скарны; 3— рудные тела (горизонтальные проекции); 4— линии сбросов; 5— «благоприятные горизонты оруденения» (прослой известняков) в туфо-эффузивной толще; 6— Надбогословская массивная эффузивно-туфовая толща; 7— Богословская массивная эффузивно-туфовая толща; 8— Башмановская сложная эффузивно-туфовая толща; 9— девонские известняки; 10— эффузивная толща восточной части рудного поля.
 Карта заимствована из книги «Краткий курс месторождений полезных ископаемых» под ред. Зверева, Татарина, Бетехтина, 1939

Общее петрологическое и металлогеническое описание Турьинских рудников уже было дано в обстоятельных монографиях академиков Е. С. Федорова и В. В. Никитина (1901), академика А. Н. Заварицкого (1929) и в пятитомном рукописном отчете коллектива работников Ленинградского горного института (отчет ЦГРП).

Эти и другие работы предшественников, а также исключительное обилие разных материалов по Турьинскому месторождению, позволили нам заняться более специальным изучением (с физико-химической точки зрения) процессов, приведших к образованию Турьинских скарных месторождений меди. Эти месторождения образовались в результате сложных физико-химических процессов, и их понимание, а, следовательно, и правильная их разведка, невозможны без выяснения физико-химических закономерностей этих месторождений. Это требует введения новых методов исследований и непривычных для геолога понятий.

Отсюда следует неизбежность некоторых затруднений в ознакомлении с результатами данной работы.

Г. МАГМАТИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ

1. ВУЛКАНОГЕННАЯ ТОЛЩА

Вмещающими породами для интрузивной формации Турьинского рудного поля являются породы девонской (D_1 - D_2 по В. М. Сергиевскому) вулканогенной толщи, сложенной следующими типами пород:

1. Андезитовые порфириты, образующие покровы и связанные с ними интрузивные тела.

2. Разнообразные туфы этих порфиритов. Преобладают типичные туфы, без всяких следов слоистости — кристаллические, обломочные псефитовые (туфобрекчии) и псаммитовые. Менее распространены переотложенные слоистые туфы псаммитовой структуры (туфопесчаники) и алеврито-пелитовой структуры (туфосланцы); последние иногда — яшмовидные.

3. Известняки, известково-туфовые сланцы и известково-кремнистые сланцы со спикулями губок.

Замечательной особенностью толщи, настойчиво отмечаемой в отчете ЦГРП, является полное отсутствие во всех ее породах какого-либо иного материала, помимо чисто вулканогенного, с одной стороны, и органогенного (кальцит, кремнистые спикули губок) — с другой, т. е. отсутствие терригенного материала.

В средней части толщи развиты почти исключительно роговообманковые порфириты, большей частью кварцсодержащие (т. е. с кварцем только в основной массе), частично бескварцевые и изредка с кварцем во вкрапленниках.

В самых нижних и самых верхних горизонтах толщи Турьинского рудного поля к ним присоединяются клинопироксен-роговообманковые и клинопироксеновые порфириты.

Между вулканогенными роговообманковыми порфиритами и диоритовыми порфиритами интрузивной формации обнаруживается поразительное сходство, которое часто делает невозможным различие некоторых членов этих двух формаций, в связи с чем возникает вопрос об их комагматичности. Это сходство заключается в общности минералогического состава и в одинаковом облике роговой обманки, которая относится к обыкновенной, зеленой в шлифе роговой обманке, и только в более основных, пироксенсодержащих разновидностях становится буровато-зеленой. Но особенно резко это сходство проявляется в том, что роговая обманка обеих формаций кристаллизуется с плагиоклазами того же интервала составов. Ниже мы увидим, что в породах интрузивной формации роговая обманка кристаллизуется с плагиоклазами состава примерно от 65 до 35% An; с более основным плагиоклазом кристаллизуется клино-

пироксен, а с более кислым — биотит. Этому соотношению, видимо, подчиняются и породы вулканогенной толщи Турьи: состав плагиоклаза вкрапленников в кварцевых порфиритах — 40—45% Ап (по данным отчета ЦГРП), причем биотит во вкрапленниках отсутствует, а в кварцсодержащих и в особенности в бескварцевых роговообманковых порфиритах плагиоклаз — более основной.

По данным Рабиновича, в роговообманковых порфиритах, не содержащих кварца, плагиоклаз обычно более основной, чем № 62, и достигает 65% Ап. Мною наблюдался для этих пород плагиоклаз № 50—56, а в ядрах вкрапленников плагиоклаз 62% Ап. Для пироксеновых порфиритов отмечен лабрадоровый состав плагиоклаза, при отсутствии более точных определений, что связано с сильным разложением этих основных пород.

Определенное соответствие между составом плагиоклаза и характером цветного минерала обуславливается, как увидим ниже, подвижным поведением щелочных металлов и постоянством их активности. В эффузивах условия для подвижности элементов несомненно менее благоприятны, чем в интрузиях, и потому закономерности минералогического состава не могут быть столь выдержаны, как в интрузиях. Все же общность минералогических особенностей интрузивных и эффузивных пород Турьи, сводящаяся к одинаковой концентрации щелочных металлов в их магме (по крайней мере, для средней части вулканогенной толщи), поразительна и говорит в пользу их комагматичности.

О той же комагматичности говорят часто встречаемые в порфиритах и туфах этого района «гомеогенные включения» более раскристаллизованных пород; это — чаще всего округлые участки диоритового порфирита (а по В. М. Сергиевскому также и диорита) в роговообманковых порфиритах и их туфах. Породы этих включений не отличаются от соответствующих пород интрузивной формации.

Эти данные позволяют нам, вслед за нашими предшественниками, относить эффузивные и интрузивные породы Турьи к одному геологическому комплексу. Это — размытая вулканическая формация, в которой, вслед за излиянием толщи покровов, шло внедрение в нее той же магмы в виде интрузий.

Интересной задачей последующих петрографических исследований явится выяснение закономерностей минералогического состава эффузивов, с целью установления режима щелочных металлов и уровня их активности, как это будет изложено далее в отношении интрузий. В средней части вулканогенной толщи Турьи активность щелочей, видимо, одинакова с активностью щелочей в интрузиях, но в основании и, особенно, в вершинах вулканогенной толщи она может отличаться. Напомним, что в некоторых из вулканических серий имеет место повышение концентрации щелочей в последних излияниях серий, так что эти излияния отчасти приобретают уже характер щелочных пород.

Быть может, не лишнее будет напомнить диагностические черты отличия покровных пород от сходных интрузивных. Исключительно покровным породам, как это особенно подчеркивается В. Н. Лодочниковым, свойственна опацификация вкрапленников цветных минералов. В вулканогенных порфиритах Турьи опацификация роговой обманки часто отсутствует, или же она выражена не очень резко. Наоборот, содержание роговой обманки в основной массе некоторых (диоритовых) порфиритов Турьи с несомненностью доказывает интрузивный их характер. Плотность и даже стекловатость основной массы сама по себе не всегда доказывает покровный характер порфирита. Ниже будет описана инъекция изве-

стняка диоритовым порфиритом, при которой основная его масса частично становится весьма плотной и даже стекловатой. Однако для более значительных масс порфирита плотная структура может быть использована как признак покровного или, по крайней мере, вулканогенного характера. Тонкая распыленность магнетита и связанная с нею темная окраска породы также является характерным признаком эффузивной породы, как это отмечено и в отчете ЦГРП. Миндалекаменные текстуры, вообще говоря типичные для эффузивов, не пользуются заметным развитием в эффузивных породах Турьинского рудного поля; с другой стороны, сходные с ними миаролитовые текстуры встречаются здесь в жильных вогезитах.

Наконец, в эффузивных породах Турьи, во вкрапленниках обычно не встречается облекания одного минерала другим: пироксена роговой обманкой, роговой обманки биотитом или плагиоклаза ортоклазом, что типично для интрузивных пород.

Таблица 1

Химические анализы эффузивных пород Турьинских рудников

Компоненты	№ образцов													
	1 (1263)		2 (4659)		3 (1363)		4 (1060)		5 (889)		6 (844)		7 (1432)	
	Вес. %	Молек. коллич.	Вес. %	Молек. коллич.	Вес. %	Молек. коллич.	Вес. %	Молек. коллич.	Вес. %	Молек. коллич.	Вес. %	Молек. коллич.	Вес. %	Молек. коллич.
SiO ₂	57.88	963	54.65	910	54.96	915	56.42	939	53.58	892	55.60	926	58.41	972
TiO ₂	0.81	—	0.54	—	0.72	—	0.50	—	0.90	—	0.57	—	0.48	—
Al ₂ O ₃	17.52	172	18.89	185	17.79	175	17.22	169	18.55	181	19.77	194	17.69	174
Fe ₂ O ₃	2.61	16	2.28	14	3.92	24	2.44	15	3.52	22	2.67	17	2.35	14
FeO	5.12	71	3.27	45	4.89	68	4.89	68	4.52	62	4.70	65	4.16	58
MnO	0.10	1	0.11	2	0.11	2	0.08	1	0.12	2	0.19	3	0.14	2
CaO	4.88	87	5.63	101	7.21	128	0.08	109	7.94	142	6.44	115	6.24	111
MgO	2.41	59	3.47	85	3.37	83	3.27	81	3.42	84	3.20	80	2.22	56
Na ₂ O	3.73	60	4.93	79	2.32	37	2.78	45	3.42	55	2.98	48	—	—
K ₂ O	3.24	34	2.17	23	1.10	12	1.49	16	1.95	20	1.48	16	—	—
S	—	—	0.87	27	0.80	25	—	—	—	—	—	—	0.23	7
P ₂ O ₅	0.15	1	0.14	—	0.13	1	0.13	1	0.10	1	0.11	1	—	—
Пот. при прок.	1.28	—	2.93	—	2.98	—	4.44	—	1.62	—	2.13	—	2.07	—
Σ	99.73	—	99.88	—	100.30	—	99.74	—	99.64	—	99.84	—	93.99	—

Пояснение к таблице 1

Образцы взяты из коллекции ТСГРП. Анализы произведены в химической лаборатории Уральского геологического управления (1943), аналитики Каретина и Кац. Содержание в % на высушенное при 110° вещество.

1. Роговообманковый порфирит. Богословский рудник, скв. 117 ТСГРП, глуб. 75.30 м, обр. № 1263.

2. То же. Богословский рудник, скв. 79, глуб. 76.00 м, обр. № 4659.

3. То же. Состав: Pl, Hrb, примесь вторичных Ep, Py, Q. Богословский рудник, скв. 117, глуб. 174.85 м, обр. № 1363.

4. Разложенный апороговообманковый порфирит. Состав Ab, Ser, Ep, Ka, Q примесь Lx. Богословский рудник, скв. 111, глуб. 47.29 м, обр. № 1060.

5. Роговообманковый порфирит. Башмаковский рудник, скв. 105, глуб. 88.75 м, обр. № 889.

6. Кварцроговообманковый порфирит. Состав: Pl, Hrb, Q примесь Chl, Ser, Mt. Суворовский рудник, скв. 14, глуб. 124.52 м, обр. № 844.

7. То же. Там же, скв. 14, глуб. 201.30 м, обр. № 1432.

Эти реакционные отношения облекания связаны с подвижностью компонентов породы, особенно щелочей (см. ниже), и видимое отсутствие их в эффузивах объясняется их большей вязкостью и более быстрым застыванием, затрудняющими перемещение в них элементов.

В табл. 1 приведены химические анализы покровных роговообманковых и кварц-роговообманковых порфиритов района Турьинских рудников. Эти анализы нанесены для сравнения на диаграмму (фиг. 2) совместно с анализами интрузивных пород.

2. ИНТРУЗИВНАЯ ФОРМАЦИЯ

1) ОБЩИЙ ХАРАКТЕР ФОРМАЦИИ

Интрузивные породы также изучались нами лишь попутно; однако применение идеи о дифференциальной подвижности элементов позволило получить некоторые интересные результаты, на которых, главным образом, мы и остановимся.

Нет основания сомневаться в том, что все интрузии зернистых пород Турьинского рудного поля и Ауэрбаховского рудника относятся к одной формации, т. е. тесно связаны между собой генетически. В эту формацию входят породы от габбро до гранодиорита, связанные всеми промежуточными звеньями. Наблюдается нормальное для гранитоидных формаций соотношение — чем крупнее массив, тем богаче кремнеземом слагающие его породы. В самом деле, крупный массив Ауэрбаховского рудника сложен гранодиоритом, а менее значительный массив Васильевского рудника и прилегающий к нему шток Фроловского рудника сложены кварцевым диоритом. Несколько меньший массив, на западной окраине которого находится шахта «Вера», сложен, по данным ЦГРП, диоритом. Ряд мелких интрузий, проходящих в меридиональном направлении в средней части рудного поля, сложены габбро-диоритами и габбро. Иногда у интрузий наблюдаются основные краевые фации, например, габбро дает выходы у западного контакта Ауэрбаховского гранодиоритового массива, но более обычны порфиридные краевые фации интрузий, без заметного повышения основности. Массивы сопровождаются свитой дайковых пород — диоритовых и диабазовых порфиритов, лампрофиров и, очень редко, аплитов.

2) ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СОСТАВА ЗЕРНИСТЫХ ПОРОД ИНТРУЗИВНОЙ ФОРМАЦИИ

Изучение пород интрузивной формации прекрасно подтверждает те представления, которые были изложены автором в статье «Принцип подвижности щелочей в магматических явлениях» (1946а).

Сущность их заключается в том, что в магме щелочные металлы, как и вода, ведут себя вполне подвижным образом, т. е., в силу легкой их перемещаемости путем диффузии, их активность (идеальная концентрация) или химический потенциал поддерживается для значительных масс магмы на постоянном уровне и, по мере кристаллизации магмы, если изменяется, то только лишь в результате затвердевания больших масс магмы. В силу этого возникает ряд закономерностей в минералогическом составе изверженных пород.

Именно, эти закономерности лежат в основе того установленного нашими наблюдениями факта, что главнейшие особенности минерало-

гического состава разнообразных пород интрузивных массивов Турьинского рудного поля могут быть выражены одной трехкомпонентной диаграммой (фиг. 2).

К пониманию этой диаграммы подойдем следующим путем. Существенными химическими компонентами обычных изверженных пород, определяющими минералогический их состав, являются следующие: SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe , O_2 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , H_2O , P_2O_5 , ZrO_2 . Можно было бы включить сюда редкие земли, присутствие которых может обусловить появление примеси ортита, весьма редкого и не характерного для наших пород. Остальные компоненты входят в состав пород в столь малом количестве, что не влияют заметным образом на их минералогический состав. К числу таких «компонентов — примесей» должен быть отнесен и MnO .

Компоненты H_2O , Na_2O , K_2O и, в меньшей степени, O_2 , ведут себя при магматических процессах вполне подвижным образом, т. е. они влияют на минералогический состав только уровнем своей активности, более или менее постоянным для данной формации. Остальные восемь из перечисленных компонентов, т. е. SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe , MgO , CaO , P_2O_5 , ZrO_2 , являются инертными «виртуальными» в отношении минералогического состава, т. е. их число определяет наибольшее число одновременно устойчивых минералов в породе, а их соотношение — тот или иной минералогический состав.

Далее мы можем выделить «избыточные» компоненты, отлагающиеся в виде особых минералов, присутствующих во всех рассматриваемых породах. Таковыми являются химические группы, соответствующие составам магнетита (Mt), сфена (Sph), апатита (Ap), циркона (Zr). После выделения этих компонентов, в состав которых входит Fe , TiO_2 , P_2O_5 и ZrO_2 , для дальнейшего исследования остаются только 4 компонента: SiO_2 , Al_2O_3 , MgO и CaO .

Для кварцсодержащих пород SiO_2 также является избыточным компонентом. Поэтому в состав кварцсодержащих пород, помимо минералов, сложенных избыточными компонентами (кварц Q , Mt , Sph , Ap , Zr), могут входить еще только не более трех минералов, характер которых однозначно определяется соотношением $\text{CaO}:\text{MgO}:\text{Al}_2\text{O}_3$ и потому может быть выражен на трехкомпонентной диаграмме (фиг. 2). В эту же диаграмму могут быть включены породы, насыщенные кремнеземом, хотя и не содержащие кварца, и, наконец, породы, слабо недосыщенные кремнеземом, в которых эта недосыщенность еще не привела к появлению четвертого минерала. Следовательно, диаграмма (фиг. 2) в отношении кварцсодержащих пород является вполне точной, а в отношении бескварцевых пород — условной, соответствующей лишь некоторым из этих пород.

При составлении диаграммы (фиг. 2) к MgO присоединено также то железо, которое не входит в состав магнетита, а входит, следовательно, в состав цветных минералов и является изоморфным с MgO . Такое присоединение теоретически допустимо и доставляет то крупное преимущество, что положение точек цветных минералов становится более постоянным для различных типов формаций. При нанесении на эту диаграмму химических анализов, мы присоединяем к MgO то молекулярное количество FeO , которое остается излишним после составления молекулы магнетита $\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$.¹

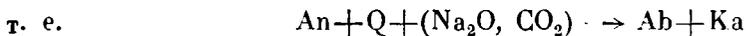
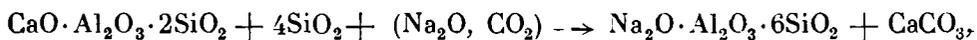
¹ Таким образом, для нанесения анализов на диаграмму мы приводим сумму молекулярных чисел $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + (\text{MgO} + \text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3)$ к 100, пренебрегая другими окислами; полученные три числа и определяют точку в треугольнике по общему методу барцентрических координат. Именно, приняв длину катета треугольника за 100, от

Разбивка на поля диаграммы произведена на основании изучения минералогического состава пород массивов Турьинского рудного поля, со специальными замерами состава плагиоклазов (по углам погасания в сечении \perp РМ, с применением Федоровского столика). Особый интерес представляет связь состава плагиоклаза с характером цветного минерала. Клинопироксен кристаллизуется лишь с весьма основным плагиоклазом, содержащим не менее 65% An; более кислый плагиоклаз (от 65 до 35% An) устойчив только с роговой обманкой, а еще более кислый плагиоклаз (35—14% An) устойчив лишь с биотитом.

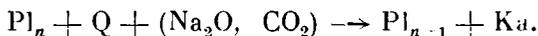
При кристаллизации плагиоклаза, по мере нарастания на основное ядро все более кислых зон, должен также меняться и характер цветного минерала. В соответствии с представлениями Боуэна (Bowen), непрерывному реакционному ряду плагиоклаза соответствует прерывная реакционная серия цветных минералов, в данном случае клинопироксен-роговая обманка-биотит. И, действительно, такие реакционные соотношения проявляются в породах Турьи достаточно отчетливо. В габбровых породах, в случае образования на основном лабрадоре каемки плагиоклаза состава, кислее 65% An, на клинопироксене всегда образуется кайма первичной роговой обманки. В кварцевых диоритах, при появлении внешней каймы олигоклаза (или олигоклаз-андезина $< 35\%$ An) в породе появляется биотит, пластинки которого большей частью прирастают к роговой обманке, хотя частично образуются вне видимой с ней связи.

Ортоклаз появляется лишь вслед за наиболее кислым плагиоклазом, в серии же пород Турьи именно вслед за плагиоклазом с 13—15% An. Если внешняя кайма плагиоклаза является более основной, то ортоклаз или вообще калиевый (или кали-натровый) полевой шпат в породе вовсе отсутствует, что вполне подтверждено изучением этих пород. Развитие ортоклаза, в виде каемок вокруг плагиоклаза, было отмечено здесь еще Е. С. Федоровым (1901, стр. 25).

В верхнем поле диаграммы (фиг. 2) показана ассоциация кальцита с пироксеном и битовнитом, при полном отсутствии гранатов. Отсутствие гранатов здесь обусловлено концентрацией натрия, достаточной для того, чтобы разложить гранат с образованием плагиоклаза и кальцита. Состав плагиоклаза, устойчивого с кальцитом, зависит от активности не только натрия, но и кремнезема, так как при наличии кварца основные плагиоклазы будут разлагаться с образованием более кислых и с выделением кальцита, согласно уравнению:¹



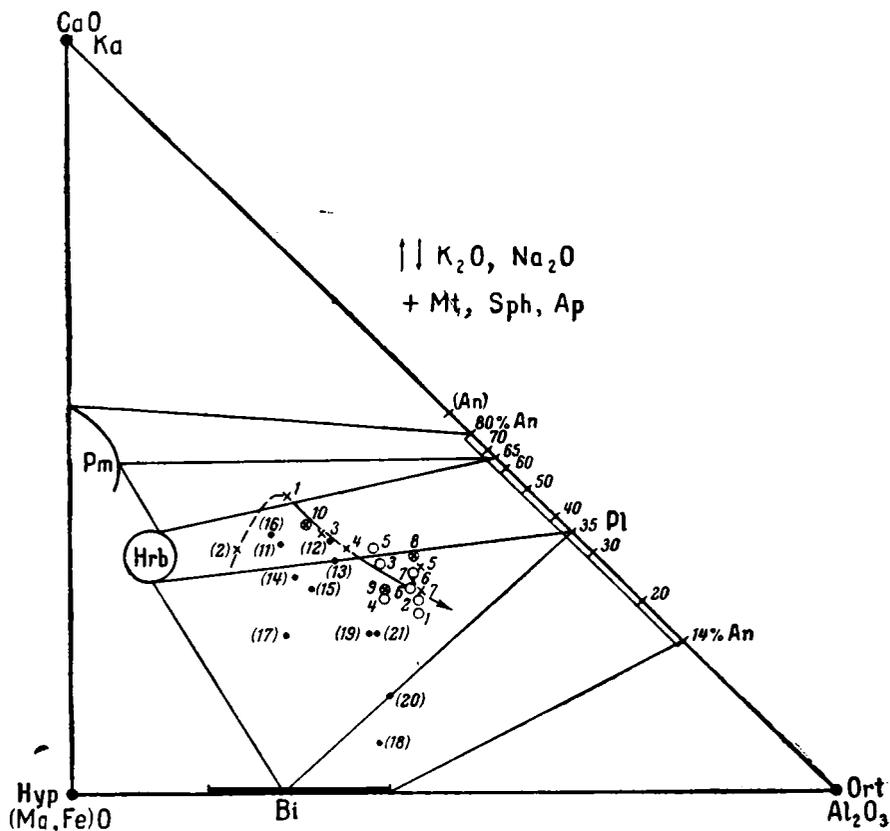
или



вершины прямого угла, т. е. точки (Mg, Fe)O откладываем направо относительное содержание Al_2O_3 , а затем кверху содержание CaO; полученная точка с абсциссой Al_2O_3 и ординатой CaO и является искомой. Расстояние ее до гипотенузы треугольника по горизонтали или вертикали дает относительное содержание (Mg, Fe)O. Аналогично наносим составы и на другие прямоугольные диаграммы, принимая во внимание соотношение только тех компонентов, которые надписаны у вершин треугольника составов.

¹ Во всех уравнениях вполне подвижные компоненты раствора, участвующие в реакции, будут заключены в круглые скобки. Список символов минералов см. в конце книги.

Изучение инъекции известняков диоритовыми порфиритами, как увидим ниже, показывает устойчивость с кальцитом кислого лабрадора 60% An. Однако, в габбровых породах, в силу большей недосыщенности кремнеземом, образуются более основные плагиоклазы (на диаграмме фиг. 2 показано ориентировочно до 80% An). Следовательно, верхние поля диаграммы (фиг. 2) отвечают породам, недосыщенным кремнеземом, и этим объясняется отсутствие здесь волластонита.



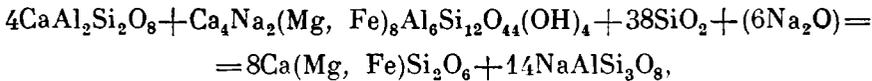
Фиг. 2. Соотношение между химическим и минералогическим составами в изверженных породах Турьинского рудного поля

Кружками нанесены анализы эффузивов табл. 1; крестиками — составы ранних (доскарбовых) жильных пород интрузивной формации из табл. 2; точками — анализы секущих порфиров таблиц 2 и 3. Числа на диаграмме соответствуют номерам анализов табл. 1, 2 и 3. Список символов минералов см. в конце книги. Символ \updownarrow здесь и далее на других фигурах обозначает полную подвижность компонентов. Знак «+» стоит перед символами минералов, которые дополнительно присутствуют во всех парагенезисах диаграммы («избыточные компоненты»)

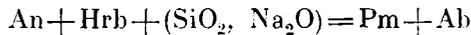
Полученная нами диаграмма соответствует нормальному ряду изверженных пород. По составам плагиоклаза в характерных парагенезисах можно сделать некоторые заключения об особенностях в концентрации щелочных металлов в магме в пределах этого нормального типа. Главной особенностью в данном случае является ассоциация роговой обманки с необычно основным плагиоклазом, именно до № 65, тогда как более нормальным для других районов является случай, когда роговая обманка ассоциируется с плагиоклазом примерно до № 50 (в диоритах), а с более основными плагиоклазами ассоциируется уже авгит (в габбро).

Компо- ненты	Габбро				Габбро-диориты				Кварцевые			
	1 (1753)		2		3 (6а)		4 (6)		5 (1)		6	
	Вес. %	Молек. коллич.	Вес. %	Молек. коллич.	Вес. %	Молек. коллич.	Вес. %	Молек. коллич.	Вес. %	Молек. коллич.	Вес. %	Молек. коллич.
SiO ₂	45.95	765	47.10	786	51.86	864	52.09	868	59.92	997	61.30	1022
TiO ₂	0.82	10	0.61	8	1.13	14	0.86	11	0.68	8	0.70	9
Al ₂ O ₃	17.41	171	15.26	147	18.63	182	19.47	191	17.77	175	17.60	173
Fe ₂ O ₃	3.77	24	3.17	20	1.94	12	2.07	12	2.73	17	2.33	15
FeO	7.08	97	6.98	97	5.72	79	5.91	82	3.42	47	3.79	53
MnO	0.35	5	0.19	3	0.21	3	0.21	3	0.10	1	0.07	1
MgO	4.93	122	9.47	237	4.56	113	3.85	95	2.57	64	2.61	65
CaO	13.13	234	12.03	215	10.40	185	9.43	168	6.26	112	6.19	110
Na ₂ O	2.62	42	1.45	23	2.48	40	2.69	44	3.47	56	3.61	58
K ₂ O		—	0.82	9	0.85	9	0.99	10		0.82	9	
S	0.64	20	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0.15	1	0.10	—	0.15	01	0.15	1	0.10	1	—	—
CO ₂	п. пр.	—	п. пр.	—	п. пр.	—	п. пр.	—	п. пр.	—	—	—
H ₂ O +	3.05	—	2.05	—	1.88	—	1.89	—	2.63	—	1.10	—
H ₂ O —												
Σ	99.90	—	99.82	—	99.81	—	99.61	—	99.65	—	100.12	—

Составив схематическое уравнение реакций роговой обманки с основным плагиоклазом, с образованием клинопироксена с более кислым плагиоклазом, мы увидим, что в этой реакции должны поглощаться кремнезем и окись натрия:



т. е.



или



(состав роговой обманки по Ларсену и Берману, 1937, стр. 264).

Ассоциация роговой обманки с плагиоклазом повышенной основности может объясняться, следовательно, либо пониженным потенциалом кремнезема, т. е. недосыщенностью им магмы, либо пониженной концентрацией окиси натрия. Первая причина исключается, потому что для пород Турьи как раз характерно появление кварца вместе с более основным плагиоклазом (примерно до № 60), т. е. насыщение кремнеземом даже довольно основных пород. Поэтому причиной ассоциации роговой обманки с плагиоклазом повышенной основности является, очевидно, пониженная концентрация (активность) натрия в магме. Аналогично малой активностью натрия объясняется ассоциация в породах Турьи биотита с более основным плагиоклазом, чем это обычно для других районов.

Как мною показано в другой моей работе (1946а), состав плагиоклаза,

пород Турьянских рудников

диориты		Диоритовые порфиры						Секущие диабазовые порфиры					
7 [1 (452)]		8		9 (1 484)		10 (989)		11		12		13	
Вес. %	Молек. коллич.	Вес. %	Молек. коллич.	Вес. %	Молек. коллич.	Вес. %	Молек. коллич.	Вес. %	Молек. коллич.	Вес. %	Молек. коллич.	Вес. %	Молек. коллич.
61.96	1 032	59.04	984	58.10	968	53.84	896	49.98	833	50.36	839	50.40	840
0.56	7	0.49	6	0.48	6	1.23	16	0.94	12	0.81	10	0.73	9
17.18	169	18.05	176	17.11	168	15.46	152	16.72	164	18.16	178	18.92	185
2.28	14	2.93	18	1.75	11	4.15	26	2.44	15	3.18	20	2.91	18
3.65	50	3.27	45	3.28	46	5.22	72	6.80	95	6.87	95	6.59	92
0.08	1	0.14	2	0.13	2	0.16	2	0.15	2	0.20	3	0.19	3
2.79	69	2.62	66	4.10	102	4.88	121	6.20	154	3.97	99	4.26	106
5.47	97	6.89	123	6.15	110	9.60	171	10.82	193	9.73	173	8.79	157
3.40	55	2.99	48	5.50	89	2.44	39	1.77	28	1.95	31	2.09	34
		1.74	18	1.28	14			1.80	19	1.69	18	2.29	24
—	—	—	—	0.04	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0.09	1	—	—	нет	—	0.13	1	0.11	1	—	—	—	—
п. пр.	—	п. пр.	—	1.28	—	п. пр.	—	п. пр.	—	п. пр.	—	п. пр.	—
2.13	—	1.95	—	0.64	—	2.49	—	1.85	—	2.76	—	2.74	—
—	—	0.40	—	0.28	—	—	—	—	—	—	—	0.28	—
99.59	—	100.51	—	100.12	—	99.65	—	99.58	—	99.68	—	100.19	—

Пояснение к таблице 2

Анализы № 1, 3, 5, 7, 10, 11 произведены в химической лаборатории Уральского геологического управления, аналитики Каретина и Кац.

Содержание в % на высушенное при 110° вещество.

Образцы взяты из коллекции ТСГРП.

1. Габбро авгит-роговообманковое. Никитинский рудник «Восточный контакт», скв. 90 ТСГРП, глуб. 61.70 м, обр. № 1753.

2. Габбро с гипертеном. Из отчета ЦГРП.

3 и 4. Габбро-диориты. Карьер шахты «Вера», глуб. 1.5 и 1.0 м, обр. № 6а и 6.

5. Кварцевый диорит. Диоритовый карьер Богословского алюминиевого завода (БАЗ), глуб. 4 м, обр. № 1.

6. Кварцевый диорит. Из обнажения р. Турья, анализ Ю. В. Морачевского (из книги А. Н. Заварицкого, 1929).

7. Кварцевый диорит. Васильевский рудник, шурф 452, глуб. 5 м, обр. № 1.

8. Диоритовый порфирит. Район Васильевского рудника. Из отчета А. А. Королькова, лаборатория Уральского геологического управления.

9. Диоритовый роговообманковый порфирит, частично разложившийся. Никитинский рудник, горизонт выработки 40 саж., обр. № 1484, аналитик Шумило, лаборатория Инст. геол. наук АН СССР.

10. Габбро-диоритовый порфирит. Состав: лабрадор, роговая обманка, кварц; примесь магнетита, апатита, клинопироксена (последний частью метасоматический). Фроловский рудник, скв. 114 из горизонта 335 м, глуб. 52.5 м, обр. № 989.

11. Секущий диабазовый порфирит. Богословский рудник, скв. 90 ФГМ, глуб. 61.70 м.

12 и 13. Секущие диабазовые порфиры. Из отчета А. А. Королькова, лаборатория Уральского геологического управления (1940).

выделявшегося из магмы одновременно с ортоклазом, зависит от отношения концентрации C_k/C_{Na} в магме; чем выше было это отношение, тем с более основным плагиоклазом равновесен ортоклаз. Повидимому, наиболее нормальным является случай ассоциации ортоклаза с плагиоклазом состава около 18—20% An.

Компоненты	14 (32)		15 (33)		16 (22)		17 (30)		18
	Вес. %	Молек. колич.	Вес. %						
SiO ₂	46.12	768	50.16	835	50.20	836	50.60	843	52.78
TiO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	17.91	175	18.81	184	17.14	168	17.52	172	20.04
Fe ₂ O ₃	3.67	23	4.18	26	4.41	28	2.30	14	2.24
FeO	3.85	53	5.24	72	3.25	44	4.77	66	8.91
MnO	0.34	4	0.10	1	0.13	1	0.21	3	0.31
MgO	8.88	222	7.72	193	9.40	235	10.14	252	5.99
CaO	9.56	170	8.77	156	12.07	215	7.14	127	1.75
Na ₂ O	3.33	53	2.07	32	2.85	45	2.91	47	2.72
K ₂ O	0.37	3	0.13	1	0.03	0	0.52	5	0.22
P ₂ O ₅	0.14	1	0.07	1	0.08	1	0.09	1	0.30
S					сл.				0.11
CO ₂			0.32	7	0.40	9	0.64		0.16
H ₂ O—	0.24	13	2.76	153	0.28	15	0.48	26	4.92
H ₂ O+	2.56				0.72	39	2.50	139	
Σ	96.97		100.33		100.97		99.82		100.45

В породах Туры, в которых ортоклаз ассоциируется с плагиоклазом состава около 14% An, мы имеем, следовательно, пониженное отношение $C_k: C_{Na}$, а так как и C_{Na} является у нас пониженным, то значит концентрация и K и Na является пониженной, сравнительно с наиболее обычными формациями пород.

Анализы № 11, 12 и 13 табл. 2 относятся к секущим диабазовым порфиритам, частично уралитизированным. Габбро № 2 содержит гиперстен, являясь, видимо, сильно недосыщенным кремнеземом и потому не укладывается в минералогически в диаграмму. О минералогическом составе секущих порфиритов анализов № 14—21 (табл. 3) сведений нет.

Остальные породы, за исключением пироксен-роговообманкового габбро № 1, имеют диоритовый и, главным образом, кварц-диоритовый состав и сложены в основном плагиоклазом и роговой обманкой, частично кварцем и биотитом.

На диаграмме (фиг. 2) анализы, за исключением анализов секущих порфиритов, группируются около некоторой линии, которая, очевидно, является линией продуктов кристаллизации котектического расплава. Как известно, кристаллизация магмы обычно начинается с богатых магнием «гипербазитов», затем идут габбро, т. е. породы, более богатые кальцием, далее кристаллизуются породы, все более богатые кремнеземом и все более бедные магнием и кальцием. Этому ходу кристаллизации и соответствует линия, проведенная на диаграмме (фиг. 2).

Особенностью пород интрузивных массивов р. Туры является то, что кремнезем, в виде кварца, начинает выделяться в сравнительно раннюю стадию, вслед за выделением плагиоклаза состава примерно 60% An. В силу этого, замечательной особенностью кварцевых диоритов Туры является необыкновенно основной их плагиоклаз. В массиве Николо-Подгорного и Фроловского рудников кварцевый диорит по содержанию кварца (около 20%) и цветных минералов (около 15%) походит на гра-

Ритов Фроловского рудника

(28)	19 (1599)		20 (1598)		21 (1597)	
	Молек. колич.	Вес. %	Молек. колич.	Вес. %	Молек. колич.	Вес. %
879	54.16	902	55.12	918	56.76	945
96	18.03	176	19.43	190	19.61	192
14	0.80	5	0.20	1	1.34	8
124	7.35	102	7.71	107	3.85	53
4	0.19	2	0.25	3	0.10	1
149	3.17	79	3.92	97	5.69	142
31	5.35	95	3.45	61	5.64	100
44	4.92	79	4.86	78	3.47	55
2	0.40	4	0.21	2	0.58	6
2	0.24	2	0.24	2	0.08	1
1	0.23	3	сл.			
3	0.88	20	0.66	15	0.78	17
	0.12	6	0.34	17	0.32	17
273	4.98	276	4.06	225	2.59	144
	100.82		100.45		100.81	

Пояснение к таблице 3

Анализы производил главный химик Богословского горного округа в главной лаборатории Округа, в 1907—1908 гг.

В таблице в скобках даны собственные номера образцов.

нодиориты, но резко отличается от них весьма основным составом плагиоклаза № 55, вместо примерно № 30 у нормальных гранодиоритов, и ничтожным содержанием, а обычно и отсутствием ортоклаза (в гранодиорит входит 8—20% ортоклаза).

На первый взгляд кажется естественным предположение, что эта повышенная основность полевых шпатов вызвана ассимиляцией известняков, мощный пласт которых подстилает западную половину рудного поля. Однако, это предположение представляется мало обоснованным, так как более основные разности вовсе не обнаруживают приуроченности к известнякам, а лишь, как обычно — к краям массивов и к краям поля интрузий. Так, наиболее основные интрузии (диориты и габбро) расположены в восточной половине рудного поля, где слоистая толща весьма бедна известковыми прослоями.

Можно еще отметить, что при инъекции известняков диоритовые порфириты не изменяют заметным образом своего характера (см. ниже).

Более вероятным является предположение, что повышенная основность плагиоклазов в кварцевых диоритах связана с пониженной щелочностью магмы, т. е. связана с самим типом диаграммы (фиг. 2). Обобщая данные петрологии, можно вывести, что вообще повышение концентрации щелочных металлов в магме сдвигает эвтектическую линию полевые шпаты — цветные минералы в сторону последних, т. е. на диаграмме

(фиг. 2) влево, и вместе с тем замедляет выпадение кварца.¹ В частности, в пределах Турьи мы увидим подтверждение этой гипотезы на примере жильных лампрофиров той же формации.

В силу пониженной концентрации щелочей для главной стадии кристаллизации, эвтектическая линия сдвигается в сторону полевых шпатов, и выпадение кварца начинается в более раннюю стадию, т. е., при данном составе плагиоклаза, образуются характерные для Турьи лейкократовые и богатые кварцем породы. Для обоснования этой гипотезы нужны еще дальнейшие общепетрологические исследования.

Здесь же мы остановимся на общих особенностях жильной свиты пород. Среди них особенно характерны поздние, частично секущие руду «секущие порфириды». Они представлены диабазовыми порфиритами и настоящими лампрофирами — спессаргитами, вогезитами, а также иногда микромонцитонитовыми породами. Общей особенностью этих пород является повышенная активность в них щелочных металлов, особенно калия (т. е. повышенная концентрация щелочей в магме этих пород), сравнительно с породами массивов, причем для разных пород повышенная в различной степени.

В лампрофирах повышение щелочности, особенно резкое в отношении калия, приводит к изменению конфигурации диаграммы (фиг. 2). Именно, в вогезитах, вместо ассоциации биотит + плагиоклаз, соответствующей диаграмме (фиг. 2), осуществляется ассоциация ортоклаза с роговой обманкой, невозможная для пород, укладываемых в эту диаграмму. Наконец, при еще более высокой концентрации калия, вместо ассоциации роговая обманка + плагиоклаз, становится устойчивой ассоциация ортоклаза с авгитом и биотитом, осуществляющаяся в жильных монцитонитовых породах Турьи.

В упомянутой выше моей статье «Принцип подвижности щелочей при магматических явлениях» выведены диаграммы (фиг. 3) всех этих типов ассоциации и соотношение их полей в диаграмме потенциалов щелочей. Здесь мы только отметим, что для появления «вогезитовых» и «монцитонитовых» типов ассоциаций необходимо особенное повышение потенциала (концентрации) калия, с увеличением отношения $C_K : C_{Na}$ в магме.

Что касается количественного минералогического состава, то лампрофиры отличаются от пород массивов в полном соответствии с высказанным выше предположением о роли щелочности. Именно, в связи с большей щелочностью, лампрофиры отличаются от пород массивов (с полевыми шпатами той же основности) своей меланократовостью и бедностью или отсутствием кварца.

Менее ясно положение наиболее распространенных пород свиты «секущих порфиритов», именно диабазовых порфиритов. Они сложены плагиоклазом среднего состава (около 50% An) и частично уралитизированным авгитом. От диоритовых пород с тем же составом плагиоклаза они отличаются большей меланократовостью, что выражается в расположении точек их анализов № 11, 12, 13, 16 на диаграмме (фиг. 2) левее линии кристаллизации этих пород интрузии, вместе с чем они лишены кварца и даже недосыщены кремнеземом, как показывает пересчет табл. 4.

¹ В соответствии с физико-химическими принципами, повышение концентрации щелочных металлов в магме должно способствовать кристаллизации более богатых ими минералов, т. е. расширять поля кристаллизации минералов, более богатых калием и натрием. Отсюда и следует ожидать смещения эвтектической линии на диаграмме (фиг. 2) в сторону цветных минералов (они содержат менее щелочных металлов, чем щелочные и средние полевые шпаты) и задержку в выпадении кварца. Эти идеи автор надеется обосновать и развить в специальной работе.

где число $Q = -0.6, -2.3$ и -7.3 . Эти две черты, общие с настоящими лампрофирами, могут быть предположительно объяснены повышенной щелочностью магмы этих пород, которые и будут рассматриваться как лампрофиры, но с наиболее слабо выраженными особенностями, связанными с повышенной щелочностью. Наконец, отличием от диоритовых пород интрузии является развитие в диабазовых порфиритах авгита вместо роговой обманки. Состав авгита неизвестен, но, судя по химизму породы, он магнезиален. Развитие авгита возможно связано с недосыщенностью породы кремнеземом.

При исследованиях в других районах автору приходилось отмечать, что магматическое взаимодействие с основными и известковыми породами местами приводит к повышению концентрации калия в остаточной магме. В данном случае трудно высказаться за наличие или отсутствие такой связи между повышенной щелочностью пород жильной свиты и влиянием известковых пород среди вмещающей формации толщи. Повидимому, в самых различных формациях аналогичные лампрофиры появляются независимо от наличия среди вмещающей толщи известняков.

В отношении вулканогенной толщи, вмещающей интрузивную формацию, было уже отмечено ее поразительное минералогическое сходство с породами интрузии, с подчинением закономерностям диаграммы фиг. 2. Это сходство указывает на одинаковую концентрацию калия и натрия в магме и связано, вероятно, с комагматичностью. Необходимо оговориться, что в эффузивных породах условия для подвижности веществ, конечно, несравненно менее благоприятны, чем в интрузивных; подвижность щелочей не может быть полной, а потому закономерности ассоциации минералов должны быть более сложными, чем в интрузивных породах. На диаграмме (фиг. 2), где составы эффузивов из табл. 1 нанесены кружками, видно, что составы эффузивов Турии группируются около линии кристаллизации пород интрузивной формации.

3) ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ПОРОД ИНТРУЗИВНОЙ ФОРМАЦИИ

а) Породы массивов

Кварцевые диориты

Биотит-роговообманковые кварцевые диориты слагают два соединяющихся между собой массива (штока), по окраинам которых расположены рудники: Фроловский, Николо-Подгорный, Васильевский и др. Кварцевые же диориты под поверхность подходят и к выработкам Никитинского рудника. Характер их на протяжении этих массивов довольно однообразен. Даем их описание на основании многочисленных изученных образцов из района, главным образом, Фроловского и Николо-Подгорного рудников.

Цвет серый и только в выветрелых разностях желтоватый или розоватый. Величина зерна обычно 1.5—2.0 и до 3.0 мм. Структура гранитовая со степенью идиоморфизма $Hgb \gg Pl \gg Q$. Кварц слагает обычно 20%, а цветные минералы 15% породы. По замерам М. З. Кантора для кварцевого диорита Фроловского рудника (шахта им. Парижской Коммуны, квершлаг горизонта 152 м в сторону Николо-Подгорного рудника) в нем содержится: плагиоклаза 72.5%, кварца 17.5%, роговой обманки с биотитом — 10%. Плагиоклаз зональный. Многочисленные замеры автором углов погасания $\perp PM$ на Федоровском столике и без него показали, что большая часть зерна имеет состав около 55% An (уг. пог. $\perp PM = +30^\circ$), в узкой внешней оболочке состав опускается до 25—30% An, а в ортоклазсодержащих разностях до 14% An. В ядрах зерен иногда сохраняется плагиоклаз состава до 70% An. О соответствии между составом плагиоклаза и цветным минералом говорилось уже выше при рассмотрении ди-

аграммы фиг. 2. Плаггиоклаз в различной степени серицитизирован. Кварц обычно не катаклазирован. Роговая обманка, обычная для диоритов, зеленая. Биотит бурый или зелено-бурый, сильно плеохроичный; содержится в тех породах, в которых плаггиоклаз во внешних зонах кислее № 35. Ортоклаз часто совершенно отсутствует. Он образует узкие каемки вокруг зерен плаггиоклаза в тех породах, в которых состав внешней зоны плаггиоклаза опускается до № 14. У ортоклаза $2V = -63^\circ$. В виде первичной примеси распространены магнетит и апатит, тогда как зернышки сфена, а особенно циркона и ортита, являются редкими. Исключительная редкость двух последних минералов характерна для этих кварцевых диоритов. В качестве вторичных минералов встречаются хлорит, эпидот, серицит, пирит и др.

Анализ № 6 (табл. 2), повидимому, соответствует вышеописанным кварцевым диоритам. Согласно числовым характеристикам, вычисленным по методу академика А. Н. Заварицкого (табл. 4), эта порода хорошо соответствует «тоналиту». Близкий характер имеют и кварцевые диориты в районе Васильевского рудника (анализы № 5 и 7 табл. 2).

Изредка в кварцевых диоритах появляется также клинопироксен, в виде реликтовых ядер в роговой обманке (пироксен — роговообманковые кварцевые диориты).

Еще более редки биотитовые кварцевые диориты (P_{13-24} , Q, Вi, причем кварца около 30—35%, Вi около 6%), которые в коренном залегании встречены в жиле мощностью 1 м среди нормального тоналита и представляют переход к аплитам.

В общем кварцевые диориты массивов весьма однородны и обычно сохраняют свой характер вплоть до контактов с вмещающими породами или до зон околоскарнового изменения. Иногда краевые фации имеют порфиридовидную или гранит-порфиридовую структуру.

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

	Габбро		Габбро-диориты		Кварцевые диориты			Диоритовые	
	1 (1753)	2	3 (6a)	4 (6)	5 (1)	6	7 (1/453)	8	9 (1484)
<i>a</i>	6.1	4.1	7.1	7.9	8.0	9.4	7.7	9.5	14.2
<i>c</i>	9.5	7.4	9.6	10.1	8.1	7.5	6.8	7.8	4.4
<i>b</i>	27.6	30.8	19.6	17.3	11.6	10.7	12.7	11.6	14.9
<i>s</i>	56.8	57.7	63.7	64.7	72.3	72.4	72.8	71.1	66.5
Σ	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
<i>f</i>	40	29	39	47	51	55	43	51	32.2
<i>m'</i>	32	50	42	40	40	42.5	38	41	47.1
<i>c'</i>	28	21	19	13	0	2.5	0	8	20.7
<i>a'</i>	0	0	0	0	9	0	19	0	0
Σ	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
<i>n</i>	—	72	82	82	—	86.5	—	72.5	86.5
$\frac{Q}{c+100}$	-8.1	-0.2	3.6	3.5	20.5	18.5	23.4	15.4	0.2
$\frac{a+c}{a+c}$	61.0	64	57	56	50	44	47	45	24

Габброидных краевых фаций у массивов кварцевых диоритов рудного поля не наблюдалось.

Не наблюдалось также в приконтактных частях массива кварцевых диоритов таких явлений, которые доказывали бы ассимиляцию магмой извести. Наблюдаемые около скарновых зон развитие пироксена и уменьшение количества кварца связаны с метасоматическими постмагматическими явлениями.

Диориты

Поскольку уже в кварцевых диоритах плагиоклаз представлен андезин-лабрадором, естественно, что с уменьшением количества кварца мы перейдем не к нормальным диоритам, а к габбродиоритам, в то время как диориты не могут являться нормальным членом описываемой формации. К сожалению, мы не имели случая изучить породы интрузии восточной части рудного поля, которые, по данным ЦГРП, являются диоритовыми, что представляется нам странным. Имеющиеся два анализа пород из западной окраины этого массива по числовым характеристикам ближе всего подходят к «кварцевым габбро» Дэли, отличаясь от них большим содержанием кальция в полевых шпатах и цветных минералах (анализы № 3 и 4 табл. 2 и 4).

По нашим наблюдениям диориты являются редкими для рудного района породами. Породы диоритового состава, правда, нередко появляются около скарнов, но здесь исчезновение кварца связано с метасоматическими околоскарновыми изменениями.

Таблица 4

к анализам таблиц 2 и 3

порфириты		Секущие порфириты								
10(989)	11	12-13 (сред.)	14 (32)	15 (33)	16 (22)	17 (30)	18 (28)	19 (1599)	20 (1598)	21 (1597)
5.5	6.7	8.0	8.2	4.8	6.0	7.3	6.0	12.2	11.1	8.4
8.0	8.3	9.4	8.7	11.0	8.5	8.5	2.0	6.9	4.2	7.0
21.8	25.3	20.2	27.3	23.5	28.9	25.0	35.1	14.4	21.2	19.0
64.7	59.7	62.4	55.8	60.7	56.6	59.2	56.9	66.5	63.5	65.6
100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
41	36	49	27.4	38.7	23.6	27	28.7	58.5	36.5	25.6
40	43	37.5	59.1	59.8	55.0	71	27.5	40.5	31.6	51.9
19	21	13.5	13.5	1.5	21.4	2	0	1.0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	43.8	0	31.9	22.5
100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
—	60	61	95	97	100	90	94	95	98	90
10.4	-2.3	-0.6	-13.5	0.8	-7.3	-4.7	-0.2	1.7	0.6	7.4
59	55	54	51	70	59	54	25	36	27	45

Встреченные нами диоритовые породы имели характер микродиоритов и спессартитов и залегали в виде жил вблизи контактов массива.

По минералогическим особенностям можно заключить о повышенной концентрации щелочных металлов при их кристаллизации, в силу чего они будут описаны совместно с лампрофировыми породами; нельзя, впрочем, отрицать возможности залегания их в апофизах массива, т. е. что они, быть может, образуют краевые фации массива, а не жильную его свиту.

Габбро-диориты и габбро

Габбро образуют ряд небольших интрузий в средней части рудного поля. Наиболее обычны авгит-роговообманковые габбро.

В месторождении «восточного контакта» Никитинского рудника к скарнам с востока примыкают измененные авгитовые габбро с очень основным плагиоклазом (основной лабрадор), авгитом, титаномagnetитом и продуктами их разложения; структура — габбро-офитовая средне и мелкозернистая. Они переходят в авгит-роговообманковые габбро, анализ № 1 которого приведен в табл. 2. Этот анализ близок к среднему составу всех габбро по Дэли, отличаясь большим содержанием кальция в полевых шпатах и цветных минералах.

В районе шахты № 2 небольшая залежь (?) габбро прорезана скважиной № 146 ФГМ. Изучение шлифов показывает, что здесь преобладает роговообманково-авгитовое габбро с плагиоклазом состава около 60% Ap . Встречаются также кварцевые габбро офитовой структуры с величиной зерна 1—3 мм. Плагиоклаз сильно зональный, в ядре до 74% Ap , преобладающая часть 54% Ap , внешняя кайма около 35% Ap . Соответственно цветные минералы представлены роговой обманкой с ядрами авгита и биотитом, обычно нарастающим на магнетит; примесь первичного кварца, магнетита, апатита. Здесь же габбро с гиперстеном состава: плагиоклаз № 54, с внешней каемкой № 31, клинопироксен, облекаемый первичной роговой обманкой, зерна гиперстена и биотита, примесь кварца, магнетита, апатита. Повидимому, из этой интрузии взят образец для анализа № 2 табл. 2 гиперстенового габбро. По числовым характеристикам (табл. 4) эта порода близка к «нориту», отличаясь от него большим содержанием кальция в цветных минералах, в силу наличия авгита, наряду с гиперстеном.

Между Богословским и Башмаковским рудниками имеется интрузия габбро-диоритов авгит-роговообманковых, которые к западному контакту переходят в авгитовые и авгит-роговообманковые габбродиабазы, а местами в габбро-порфириды, с основным лабрадором (во вкрапленниках габбро-порфирита авгит сопровождается плагиоклазом № 70). В габбро-диоритах, по данным ЦРП, плагиоклаз № 50 и, вместе с авгитом и роговой обманкой, появляется также биотит.

Более основных пород, чем гиперстенные габбро, в районе Турьинских рудников неизвестно.

б) Доскарновые жильные породы

Перфириды даек и апофиз

Наибольшим распространением среди жильных пород пользуются кварцсодержащие роговообманковые диоритовые порфириды. Они содержат вкрапленники величиной 1—2 мм кислого лабрадора (50—56% Ap).

и обыкновенной зеленой роговой обманки. Основная масса сложена плагиоклазом, роговой обманкой, кварцем и иногда ортоклазом и имеет микрогранитовую до фельзитовидной, изредка микропегматитовую, микропойкилитовую или иную основную массу; примесь магнетита, сфена, апатита. Порода в различной степени разложена. К этим породам примыкают более редкие кварцевые роговообманковые диоритовые порфириды с кварцем во вкраплениях.

В табл. 2 дан анализ № 9 несколько разложенного диоритового порфириды из околоскарновой зоны Никитинского рудника. Повидимому, в связи с околоскарновым изменением анализ этот по числовым своим характеристикам (табл. 4, № 9) не находит близкой аналогии среди типовых пород, ближе других подходя к «игольчатому диориту» Гюмбеля (роговообманковый диоритовый порфирит). Другой же имеющийся анализ (№ 8 табл. 2) диоритового порфириды оказался весьма близок к анализу № 6 нашего кварцевого диорита (та же табл. 2) и по числовым своим характеристикам (табл. 4, № 8), как и последний, ближе всего стоит к тому же «тоналиту». Таким образом, описываемые кварцсодержащие диоритовые порфириды являются «нерасщепленными» породами.

Изредка встречаются разности, содержащие в выделениях, наряду с роговой обманкой и более основным плагиоклазом (например, с 58% An) также клинопироксен. Клинопироксен-роговообманковые диоритовые порфириды и габбро-диоритовые порфириды, анализ № 10 табл. 2 и 4, близок к анализам габбродиоритов №№ 3 и 4 тех же таблиц.

Описываемые диоритовые порфириды в основном, повидимому, образуют апофизы интрузии кварцевых диоритов, а местами и краевую его фацию, но вопрос этот не выяснен в достаточной степени. Во всяком случае диоритовые порфириды часто встречаются непосредственно в контактовых зонах кварцевых диоритов, и, в виде даек, иногда обильных, секут вмещающие породы.

Свита многочисленных жил диоритовых порфиридов сечет известняки Фроловского и Никитинского рудников. Возраст их доскарновый и, в контакте с известняками, они в различной степени оскарнованы.

В южной группе рудников известны также оскарнованные диабазовые порфириды. Эти доскарновые диабазовые порфириды в достаточной степени не изучены, но вероятно отвечают тем упомянутым выше диабазовым и габбровым порфиритам, которые представляют структурную фацию габбродиоритовой интрузии, расположенной между Башмаковским и Богословским рудниками. При таком представлении получается серия ранних (доскарновых) нерасщепленных жильных пород, среди которых резко преобладают кварцсодержащие роговообманковые диоритовые порфириды, а более основные члены — пироксен-роговообманковые диоритовые порфириды и диабазовые порфириды — играют подчиненную роль. По минералогическим особенностям эти породы подчиняются закономерностям диаграммы (фиг. 2), т. е. образуются из магмы той же щелочности, как и породы массива. Эту группу доскарновых нерасщепленных пород мы можем противопоставить более поздним породам лампрофировой группы, хотя между ними имеются и переходные звенья.

Инъекция диоритовыми порфиритами известняков (известковые эруптивные брекчии)

Наши исследования показали широкое распространение в Турьинском рудном поле инъекции и импрегнации известняков диоритовыми порфиритами. Эти явления весьма интересны в различных отношениях. Прежде

всего, пласты инъецированного известняка, в которых тесно перемешан известковый и изверженный материал, в результате последующих реакционно-метасоматических процессов, дали рудные скарны и эпидозиты типа пологих залежей, в силу чего понимание инъекции приобретает практический интерес. С другой стороны, эти явления весьма интересны теоретически в отношении их механизма и физико-химических проблем взаимодействия магмы с известняком. Широкое развитие инъекции в районе Турьи и свойственность ее не только ранним диоритовым порфирирам, но и отчасти поздним вогезитам, показывает, что эти явления не имеют исключительного характера и, вероятно, обычны и для других районов гипабиссальной магматической деятельности. Однако, в литературе на них не было обращено до сих пор, по тем или другим причинам, внимания и, на основе господствующих взглядов, эти явления кажутся скорее неожиданными и странными. Поэтому здесь и придется дать более полное их описание.

Инъецированные известняки в особенно большом количестве встречаются в отвалах Богословского рудника. В первый год работы эти породы принимались нами, как и нашими предшественниками, за известковые туфобрекчии. Позднее автором были замечены здесь глыбы известняка с тончайшими (от 1—10 мм и более) сложной (сетчато) ветвящимися прожилками диоритового порфирита. Более внимательный осмотр наиболее свежих брекчий показал, что известняк в них содержится исключительно в округлых или угловатых участках, тогда как «цементом» всегда является однообразный диоритовый порфирит, при этом иногда наблюдается, что от «цемента» отходят тончайшие прожилочки, рассекающие известковые участки на отдельные клинья. Наконец, характерно, что известковые участки мраморизованы и около «цемента» содержат вкрапленность идиоморфных зерен роговой обманки (и плагиоклаза, различного лишь в шлифах).

Отметим, что здесь же, на Богословском руднике (скв. № 69 ФГМ, глуб. 61.7—63.7 м) встречены известковые кристаллические туфы, имеющие некоторые черты внешнего сходства с описываемыми импрегнированными известняками. Эти туфы в известковой массе содержат зерна свежего плагиоклаза (55% An) и роговой обманки, часто идиоморфные и минералогически вполне одинаковые с таковыми импрегнированных известняков. Встречающиеся в туфе обломки основной массы имеют фельзитовидную структуру, но, видимо, сложены одним плагиоклазом, без кварца, также напоминая этим импрегнированные известняки. Реже встречаются обломки кварца и ортоклаза (вторичен) и, наконец, — кварцевые спикули губок, отсутствующие в импрегнированных известняках. Резким отличием этих пород является послойная сортировка зерен в известковых туфах. Это сходство материала туфов и импрегнированных известняков коренится, конечно, в отмеченной выше тождественности состава эффузивных роговообманковых порфиритов и интрузивных диоритовых порфиритов, в тождественности, связанной, повидимому, с их комагматичностью.

Перейдем теперь к описанию инъецированных известняков, основываясь, конечно, только на таких образцах, инъекционный характер которых не возбуждает никакого сомнения.

Инъецированные известняки установлены нами, на основании изучения отвалов и скважин на Богословском руднике, «Промежуточной залежи», Троицком медном руднике, Суворовском месторождении, т. е. в месторождениях типа «пологих залежей». Все эти рудники сейчас затоплены. По шлифам из скважин этих месторождений устанавливается

происхождение рудных эпидозитов и скарна за счет этих образований, реликты которых сохраняются в рудоносных залежах (скв. № 46 ФГМ Богословского рудника, скв. № 14 ТСГРП).

Особенности текстуры эпидозитов, связанные с их происхождением за счет инъектированных известняков, будут описаны вместе с эпидозитами.

Во всех месторождениях инъектированные известняки имеют сходный характер. Обособленные прожилки порфирита в известняке скорее редки; обычно имеется однородная эруптивная брекчия, в которой участки известняка имеют размеры от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров, с прожилками порфирита между ними шириной от 0.5 мм, обычно несколько миллиметров или несколько сантиметров. Иногда в известняке видна переплетающаяся сеть зон импрегнации, в которую, в виде желваков, включены более твердые участки сплошного порфирита; в этих образцах видно, что импрегнация является промежуточной стадией в замещении известняка порфиритом. В некоторых случаях крупные обломки известняка разделены тонкими прожилками порфирита, в других случаях преобладает порфиритовый материал, и виден диоритовый порфирит, переполненный мелкими обломочками известняка, величиной в несколько миллиметров.

Известняк мраморизован, обычная для него величина зерна 0.1 мм. Диоритовый порфирит обладает порфировой структурой и только в редких случаях на отдельных участках основная масса сходит на-нет и порою переходит в микродиорит. Во вкрапленниках, величиной 0.5—2.5 мм — кислый лабрадор и обыкновенная зеленая, иногда буровато-зеленая роговая обманка. Эти же два минерала в идиоморфных зернах той же величины рассеяны в известняке около контакта с порфиритом. Ряд замеров плагиоклаза, частью на Федоровском столике, показал, что для него обычен средний состав 55% An (уг. пог., \perp PM = +30°), с колебаниями от № 52 до № 58. В ядрах плагиоклаз имеет до 72% An, но вообще зональность выражена слабо, особенно для внешних зон. Наблюдается тонкая и неясная повторная зональность.

Состав плагиоклаза порфирита и известняка совершенно одинаков. Плагиоклаз основной массы частично оказался основное № 50, но в других случаях он, видимо, более кислый. Для роговой обманки известняка замерено $C : Ng = 16^\circ$, $2V = -74.5^\circ$ (на Федоровском столике). Обычны мелкие выделения магнетита.

Вкрапленники клинопироксена, первичный (магматический) характер которого установлен по внешней каемке первичной роговой обманки, весьма редки; но вторичный пироксен, связанный с околоскарновым изменением, является обычным, и замещает снаружи роговую обманку. Еще более редки вкрапленники кварца, встречающиеся лишь в одном случае и только в порфирите, но не в известняке.

Основная масса обычно микролитовая, с длиной лейст плагиоклаза около 0.1 мм. Встречается также пилотакситовая основная масса, в единичных случаях даже типа гиалопилитовой, т. е. стекловатая. Часто встречается фельзитовидная основная масса, сложенная преимущественно плагиоклазом и, повидимому, бескварцевая. Основная масса типа фельзитовой (величина зерна 0.02 мм), сложенная плагиоклазом с примесками ортоклаза и небольшим количеством кварца, является редкой. В основной массе встречается также роговая обманка, лейкоксен, апатит. Вторичными минералами являются клинопироксен, эпидот, ортоклаз ($2V = -59.5^\circ$ «металпорфиры»), серицит, пирит и т. д. В известняке часто рассеяны тонкие иглоочки актинолита.

По количеству цветных минералов и по структуре порфириды этих эруптивных брекчий имеют ясный диоритовый характер. Только в редких случаях для вкрапленников этих диоритовых порфиритов наблюдаются офитовые соотношения, а именно вростки идиоморфного плагиоклаза в роговой обманке. В целом эти диоритовые порфириды по общему характеру неотличимы от других более основных диоритовых порфиритов формации. От обычных кварцевых диоритов и диоритовых порфиритов формации описываемые породы отличаются своей бедностью кварцем при близком, но, по видимому, в среднем, несколько более основном составе плагиоклаза. Если, действительно, эти диоритовые порфириды отличаются от пород нормального ряда формации меньшим содержанием кремнезема при той же основности полевого шпата, то это различие могло бы быть поставлено в связь со взаимодействием их с известняками. Но это отличие во всяком случае незначительно и требует подтверждения химическими анализами. Явные же доказательства ассимиляции этими породами извести пока отсутствуют. Основной их состав, сравнительно с более обычными кварцосодержащими диоритовыми порфиритами, может быть объяснен расположением месторождений эруптивных брекчий в полосе габброидных интрузий, в стороне от массивов кварцевых диоритов.

Особенно интересной чертой этих образований является полное отсутствие в свежих разностях каких-либо приконтактных изменений диоритового порфирита. В некоторых случаях в прилегающей мрамор импрегнированы не только вкрапленники порфирита, но также и тонкие микролиты основной массы (в шлифах № 3606 длиной 0. 1 мм). Эти явления указывают на замещение известняка порфиритом.

Ввиду сходства диоритовых порфиритов интрузивной формации с эффузивными порфиритами, необходимо указать, почему мы их связываем с первыми, а не с вулканогенной фазой извержений. Это мы делаем на основании изучения метаморфических явлений. Именно, оказывается, что в пластах инъецированных известняков метаморфизм имеет, как правило, более высокотемпературный характер, чем во вмещающих породах, т. е. в стадию метаморфизма, связанного с интрузивной формацией, эти эруптивные брекчи имели более высокую температуру, чем вмещающие породы. Так, в Богословском и Суворовском месторождениях пластовые рудные эпидозиты залегают в пропилитизированной вулканогенной толще, претерпевшей метаморфизм хлорит-эпидотовой и не выше актинолит-эпидотовой ступени, тогда как в самих эпидозитах, происшедших за счет инъецированных известняков, и в контактирующих с ними породах развит метаморфизм пироксен-эпидотовой ступени. Это, конечно, доказывает, что внедрение диоритовых порфиритов произошло непосредственно перед метаморфизмом, а не в вулканогенную стадию и что инъекция диоритовых порфиритов еще сохранила в стадию метаморфизма повышенную температуру.

в) Постскарновые жильные породы и связанные с ними теоретические вопросы

Общие сведения

Среди пород жильного облика Турьинских рудников Е. С. Федоров и Е. Д. Стратонович (1909) различали:

1) роговообманковые андезинофиры, т. е. диоритовые порфириды.

2) «контактовые порфириды», — породы, переходные от роговообманковых андезинофиоров и гранитоидов к авгитогранатовым породам, образующиеся из магмы, ассимилировавшей известь, и частично при участии автометаморфических процессов. Авторы отчета ЦГРП условились называть «контактовыми порфиритами» все интрузивные породы со вторичным (метасоматическим) клинопироксеном. Таким образом, это — интрузивные породы (диоритовые порфириды и диориты) с метасоматическим околоскарновым изменением;

3) «Секущие (диабазовые) порфириды», образующие трещинные жилы, пересекающие все другие породы, включая скарны и руды. Секущие порфириды не испытали метаморфических изменений в контактах с известняками и связывались упомянутыми авторами с более поздними интрузиями, независимыми от процессов, приведших к образованию Турьинских месторождений.

Предположение о связи «секущих порфиритов» с более поздней интрузией основной магмы высказывается и авторами отчета ЦГРП, несмотря на то, что ими было установлено среди секущих порфиритов наличие лампрофиоров и установлена приуроченность жил секущих порфиритов к контактовым зонам кварц-диоритовых массивов.

В свете данных общей петрологии нет оснований сомневаться в том, что «секущие порфириды» Турьинского рудного поля генетически связаны с гранитоидными интрузиями (кварцевые диориты, гранодиориты) и представляют более позднюю, постскарновую часть их жильной свиты; в этом смысле необходимо будет понимать далее термин «секущие порфириды», противопоставляя их доскарновым жильным породам.

Более внимательные исследования вскрывают переходные звенья между секущими порфиритами и доскарновыми диоритовыми порфиритами. Оказывается, что, в то время как для большинства секущих порфиритов контакты с известняками совершенно не обнаруживают даже следов реакционно-метасоматических явлений (скарнообразования), в некоторых случаях типичные свежие диабазовые порфириды в контакте с известняком обнаруживают узкие и прерывистые скарновые зонки.

С другой стороны, небольшие жилы диоритовых («контактовых») порфиритов часто пересекают мощные скарновые зоны и несут в контакте с известняком только несравненно более узкие скарновые зоны. Факты такого рода доказывают, что внедрение даек происходило постепенно, вслед за кристаллизацией массива как до, так и во время образования скарнов и руд, т. е. по времени внедрения между доскарновыми и секущими порфиритами перерыва не существовало. Соответственно можно было бы различать доскарновые, межскарновые, послескарновые дорудные и послерудные этапы внедрения даек.

В петрографическом отношении различие «секущих порфиритов» и доскарновых жильных пород тоже оказалось более сложным. С одной стороны, давно уже были известны, особенно в южной группе рудников, сильно оскарнованные, т. е. «контактовые» диабазовые порфириды; с другой стороны в дайках секущих порфиритов оказались частично породы типа диоритовых порфиритов. Можно лишь сказать, что среди доскарновых порфиритов преобладают диоритовые порфириды, а среди секущих — диабазовые.

Секущие порфириды залегают обычно в правильных отвесных трещинных жилах, тогда как доскарновые порфириды дают менее правильные жилы, залегающие часто согласно с напластованием пород. Это происходит, конечно, оттого, что жилы секущих порфиритов возникают в более остывших, менее пластичных породах. Секущие порфириды, особенно

диабазовые, распространяются на большее расстояние от массивов, чем доскарновые (что, вероятно, связано с меньшей вязкостью их более основной магмы).

В Турьинском рудном поле среди «секущих порфиров» нами встречены следующие породы: 1) диабазовые порфиры и габбродиабазы, 2) авгитовые и частью роговообманковые диоритовые порфиры, 3) микродиориты, 4) спессартиты, 5) вогезиты и 6) микромонциты.

Встречены также аплиты (преимущественно плагиоаплиты), хотя и в ничтожном развитии; частично они внедрились в послескарновый или между-скарновый этапы.

Описание свит жил лампрофировых пород («секущие порфиры»)

Среди секущих порфиров наиболее распространены диабазовые порфиры, тогда как собственно лампрофиры (спессартиты, вогезиты) являются сравнительно мало распространенными. Диабазовые порфиры образуют правильные, близкие к отвесным, трещинные жилы, мощностью 1—3 м, в некоторых случаях до 10—15 м. Мощность собственно лампрофировых жил обычно еще меньше, и они более тесно приурочены к контактовым зонам массивов кварцевых диоритов, чем диабазовые порфиры. Так, на Богословском руднике, т. е. в удалении от кварце-диоритовых массивов, свита обильных секущих жил представлена почти исключительно диабазовыми порфиритами.

Минералогические и химические особенности секущих порфиров будут даны в следующей главе, здесь же даем геолого-петрографическое описание пород лампрофировой группы по более изученным рудничным районам их развития, идя с юга к северу и северо-западу.

Южная группа рудников. В районе южной группы рудников (Башмаковский и, особенно, Богословский рудники с «промежуточной» залежью) горные выработки и скважины вскрывают свиту многочисленных жил порфиров, которые имеют здесь преимущественно меридиональное (и ССЗ) простирание и близкое к отвесному падение. Обычная их мощность 1—3 м, но достигает, по видимому, до 10 м. Они секут все породы, включая и пласты рудных эпидозитов, и обычно отличаются от сильно измененных боковых пород своей свежестью и темным (зеленовато-черным) цветом.

Для южной группы рудников характерно, что секущие порфиры представлены почти исключительно диабазовыми порфиритами. Первичными составными частями их являются кислый лабрадор (50—60% An, реже основной лабрадор, состава во вкраплениях до 60% An), авгит и черный рудный минерал, судя по продуктам разложения, вероятно, титано-магнетит, с примесью апатита. Широко распространена уралитизация авгита и частичное разложение плагиоклазов. Структура — порфировидная диабазовитовая или порфировая с микродиабазовой основной массой, причем величина вкраплений 2—6 мм, а величина зерна основной массы обычно 0.3 мм. Довольно обычны прожилки пренита и цеолита.

Анализ диабазового порфирита Богословского рудника см. анализ № 11 табл. 2.

Диабазовые порфиры, пересекающие пропилитизированные покровные порфиры и туфы, иногда удивительно свежи и внедрились несомненно после пропилитизации. В других жилах диабазовые порфиры также разложены (с выделением альбита, серицита, хлорита, в меньшем количестве эпидота, кальцита, пирита, лейкоксена), но, как правило, в меньшей степени, чем боковые породы. В некоторых случаях среди скарнов и эпидозитов встречаются диопсидизированные осветленные (беловатые) породы, замещаемые пироксен-гранатовым скарном или эпидозитом, но частично сохраняющие структуру диабазовых порфиров. Наконец, в некоторых случаях диабазовый порфирит жилы в общем является весьма свежим, но в узкой приконтактной зоне местами обнаруживает метасоматическую диопсидизацию, оскарнование или эпидотизацию. Иногда диопсидизация имела место после уралитизации, так как внутри метасоматических зерен диопсида встречаются волокна амфибола (скв. 117, глуб. 217 м).

Некоторые диабазовые порфиры во вкраплениях имеют почти один цветной минерал, т. е. являются меланократовыми разностями.

Типичных лампрофиров для южной группы рудников не установлено. Как редкость, встречено несколько прожилков микродиорита, пересекающих пласт рудного эпидозита Богословского рудника (скв. № 46 ФГМ). Мощность этих жилков 10—40 см и сложены они плагиоклазом, обыкновенной роговой обманкой, частично клинопироксенном, с ортоклазом в интерстициях. Характерно отсутствие кварца, довольно кислый состав плагиоклаза (частично олигоклаз) и диоритовая структура, выражающаяся в удлинении зерен как плагиоклаза, так и роговой обманки.

Наличие ортоклаза, совместно с роговой обманкой, указывает на родство этих пород с описываемыми ниже вогезитами, т. е. на лампрофировый их характер.

В пределах Троицкого медного рудника скв. № 137 ФГМ вскрывает среди эпидозитов жилу диабазового порфирита, диопсидизированную вдоль контактов с эпидозитами.

Центральная группа рудников. На Фроловском и Никитинском рудниках жилы секущих порфиритов пересекают скарновую зону и уходят в известняк. Простирание их на Фроловском руднике — ВСВ. Вдоль контакта с известняком в них обычно не обнаруживается никаких метасоматических изменений; совершенно ровная поверхность разделяет порфирит, обычно разложившийся, от чистого мрамора. Этим доказывается послескарновый возраст секущих порфиритов. Залегающие среди скарнов «секущие» порфириты обладают обычно темным цветом, отличающим их от «контактных» порфиритов. Этот темный цвет иногда обусловлен свежестью породы, но чаще таким разложением, при котором развивается темный хлорит, а эпидот отсутствует или имеет подчиненное значение. Такой тип разложения связан с низкотемпературным его характером и отсутствием метасоматических околоскарновых изменений, осветляющих породу.

«Секущие» порфириты секут также колчеданную руду и потому считаются пострудными. Пострудный возраст для части их хотя и вероятен, но не является доказанным, так как такие околорудные дайки обычно обнаруживают значительную разложивленность и иногда вкрапленность колчеданов. Слабая в общем их измененность может быть объяснена не только поздним возрастом, но и малой проницаемостью для растворов, в связи с тонкостью их зерна. Послескарновый возраст для большинства секущих порфиритов не возбуждает сомнения.

Некоторые дайки, по другим особенностям примыкающие к секущим порфиритам, в приконтактных частях обнаруживают околоскарновые изменения (диопсидизацию и пр.), давая, таким образом, переход к «контактным» порфиритам.

Состав «секущих» порфиритов центральной группы рудников разнообразен. Наиболее обычны диабазовые порфириты, частично или полностью разложившиеся и сложенные плагиоклазом или альбитом, волокнистым амфиболом, хлоритом, кальцитом, лейкоксеном, магнетитом, вторичным кварцем, пиритом, реликтовым авгитом. В аналогичных дайках встречаются диоритовые порфириты, роговообманковые и клинопироксен-роговообманковые, видимо, также являющиеся послескарновыми. Более редки микродиориты, примыкающие к спессартитам. М. З. Кантором была встречена дайка свежей породы спессартитового типа, которая, по его определению, содержит по объему 42,5% плагиоклаза № 50, 43% роговой обманки, 8,5% кварца, возможно вторичного, и 6% магнетита; структура порфириовидная, величина зерна 0,5—2,5 мм (обр. № 1657).

В качестве секущего порфирита около руды встречен также микромонцит (шахта им. Кирова, 4-е гнездо, обр. № 2515), сложенный лейцитовидным альбитизированным плагиоклазом с каймами ортоклаза, клинопироксенном и зеленоватобурым биотитом, в то время как роговая обманка отсутствует; примесь кварца, апатита, магнетита и вторичных минералов — серицита, хлорита, лейкоксена, эпидота.

Скважины № 120 и 129 ФГМ, расположенные в 370 и 550 м к ЮЮВ от шахты Серова Никитинского рудника, встретили свиту жил вогезита, которые залегают среди метаморфизованных известняков, известково-кремнистых и известково-туфовых сланцев, частью замещенных эпидозитами, скарнами, датолитовыми роговиками и пр. Из этих двух скважин автором было изучено 250 шлифов, что дало возможность хорошо рассмотреть вогезиты, которые обычно сильно разложены и трудно распознаваемы. Поэтому приведем более подробное их описание.

Вогезиты образуют свиту однородных по составу жил и прожилков, мощностью от нескольких сантиметров до 11 м. Скважина № 120, глубиной 143 м, встретила 15 таких жил; жилы другого состава здесь отсутствуют. Контакты их показаны на колонке параллельными с пологом напластованиям вмещающей толщи (угол падения около 30°). Прожилки приурочены к известнякам и частью образуют в них правильные, согласные с напластованием прожилки, частью их форма изображена на колонке скважины в виде неправильных извилистых прожилков с отрезками. В одном месте (скв. № 129, глуб. 30—39 м), в частично окварцованном известняке показана инъекция этого «секущего порфирита» в виде червячков и пятен.

Все жилы и прожилки сложены однообразным по составу кварцсодержащим

вогезитом, отличающимся лишь по структуре и степени разложенности. Структура — от явно порфировой с микролитовой (иногда трахитоидной) основной массой до серийно-порфировой, облегающей породу с микрзернистыми кварцевыми сленитами. Величина (длина) зерна обычно от 0.5 мм и до 1 мм (в микросиенитовых зонах). В более мелких жилках выделения имеют величину 0.5 мм при тонкозернистой до криптокристаллической, иногда флюидальной основной массе.

Во вкрапленниках — клинопироксен, обычно нацело замещенный хлоритом и кальцитом с лейкоксеном, эпидотом и, иногда, гематитом. Часто встречаются весьма оригинальные псевдоморфозы тонковолокнистого эпидота по какому-то минералу. Псевдоморфозы хлорита иногда по форме напоминают оливин. В основном порода сложена пластинчатым полевым шпатом и игольчатой роговой обманкой. Зерна полевого шпата всегда замутнены включениями жидкости и в средней части сложены альбитом (0% An), окруженным более или менее широкой каймой ортоклаза (установлен отрицательный оптический характер при преломлении, резко меньшем преломления бальзама). В других случаях полевой шпат целиком представлен ортоклазом. Роговая обманка — обыкновенная, буро-зеленая до зеленовато-бурой, обычно свежая, в отдельных шлифах замещена хлоритом с лейкоксеном и иногда с эпидотом. Роговая обманка составляет 30—40% (объемных) породы.

Мелкие ксеноморфные зерна кварца частично явно первичны, частично как будто разъедаются и замещаются другими минералами, т. е. в этих случаях вторичны. Первичный рудный минерал нацело замещен лейкоксеном, частично пиритом; примесь апатита, иногда в виде обильных длинных иголок, иногда же апатита мало.

Во всех без исключения шлифах встречаются круглые поры, поперечником 0.5—1.5 мм, заполненные кальцитом и призматическим кварцем. Стенки их, в одних случаях, гладкие, как у минералов эффузивных пород, в других случаях, эти пустоты имеют миаролитовый характер, с выдающимися из стенок пластинками ортоклаза; несомненно, что это — пустоты разъедания.

В непосредственном контакте с известняком вогезит уплотняется; контакт его с известняком — совершенно резкий, никаких метасоматических явлений или скар новых минералов здесь не имеется.

В скв. № 129 ФГМ обнаруживаются зоны окварцевания, приуроченные к контактам вогезитов с известняками, причем окварцеванию подвергаются обе эти породы. За счет вогезитов развиваются хлорит-кварц-кальцитовые породы с призматическим кварцем и с примесью лейкоксена, пирита и со следами структуры вогезита. Известняк замещается призматически зернистым кварцем с кальцитом и местами с примесью пирита.

Из приведенных данных с несомненностью вытекает, что вогезиты внедрились после метаморфизма и оскарнования вмещающей толщи, но ранее образования зон окварцевания.

Суворовское месторождение. На Суворовском месторождении наблюдается скудность жил «секущих порфиритов», пересекающих пластовые рудные эпидозиты. Мощность жил 3—10 м. Наряду с жилами диабазовых порфиритов и габбродиабазов здесь устанавливается ряд жил и прожилков вогезитов (особенно в скв. № 14), мощностью 0.3—3.0 м; те и другие обычно разложены, но встречаются и свежие их разновидности.

В порфиroidных габбродиабазах величина зерна от 0.5 до 2.5 мм. Наблюдаются выделения лабрадора и авгита. Лабрадор слабо зонален, имеет состав от 54 до 67% An, но в самой наружной, весьма тонкой оболочке, иногда, имеет всего 33—23% An. В основной массе, кроме авгита, иногда имеется также первичная роговая обманка, а, при более кислой внешней оторочке плагиоклаза (23% An), также примесь биотита и кварца; примесь магнетита, апатита и вторичных минералов — серицита, хлорита, лейкоксена.

Вогезиты в общем имеют тот же петрографический характер, как описанные выше вогезиты скважин № 120 и 129 ФГМ; полевой шпат в них представлен одним микропертитом или альбитом с вростками и каемками ортоклаза. Роговая обманка обычно замещена хлоритом и кальцитом с примесью лейкоксена. Во вкрапленниках — клинопироксен, замещаемый эпидотом и хлоритом. Структура — пластинчато-призматическая, типичная для лампрофиров. Кварц обычно отсутствует.

Спессартитов здесь не встречается.

Васильевский рудник. Здесь встречены следующие породы жильного облика: 1) диабазовые порфириты и габбро-диабазы; 2) авгитовые, реже рогово-обманковые диоритовые порфириты и 3) микродиориты, переходящие в спессартиты.

Диабазовые порфириты обладают порфиroidной или серийно-порфиroidной структурой с микродиабазовой основной массой; вкрапленники авгита и лабрадора — величиной 1—4 мм и зерна основной массы величиной 0.2 мм, а в более тонких жилках до 0.04 мм.

Лабрадор вкрапленников имеет состав от 55 до 66% An. Авгит частично, а в основной массе нередко нацело уралитизирован.

Основная масса сложена плагиоклазом и уралитизированным авгитом с примесью магнетита, апатита и вторичных — серицита, хлорита, лейкоксена. Характерна редкость эпидота. Анализы диабазовых порфиритов Васильевского рудника см. анализы № 12 и 13 таблиц 2 и 4. Некоторые из жил, залегающие даже среди эпидозитов, отличаются удивительной свежестью; они являются явно секущими, послескарновыми.

Дадим описание контактовых взаимоотношений жил диабазовых порфиритов скважины № 20 ФГМ (район Воздвиженской шахты). Около контактов с эпидотизированными туфопесчаниками и даже с эпидозитами, диабазовые порфириты вообще не обнаруживают изменения и сохраняют свою свежесть. Как показано на колонке скважины, диабазовые порфириты содержат около контакта включения прилегающего эпидозита (частью эпидозита с вкрапленностью халькопирита) и гранатового скарна. Однако в одном из шлифов диабазовый порфирит в контакте такого рода оказывается диопсидизированным и содержит прожилки эпидота. Внизу этой скважины, где, впрочем, метасоматические явления вообще слабо выражены, в контакте диабазового порфирита с мелкозернистым известняком не видно никаких метасоматических явлений.

Эти данные показывают, что внедрение диабазовых порфиритов произошло после образования скарнов и эпидозитов, но до полного затухания этих процессов.

Переход габбродиабаз в авгитовый диоритовый порфирит виден в скв. № 24, заложеной в 50 м от контура кварцдиоритового массива, в районе шахты Воздвиженской (упомянутая выше скв. № 20 с диабазовыми порфиритами удалена на 175 м от контура массива). В верхней части интервала глубины 14—23 м этой отвесной скважины идут авгитовые диоритовые порфириты, переходящие ниже в габбродиабаз. Ниже (на глубине 25—40 м), среди ороговикованных туфопесчаников опять идут диоритовые порфириты. Габбродиабаз здесь сложен плагиоклазом среднего состава (60% An) и авгитом; структура — диабазофитовая. Диоритовые порфириты имеют сходный состав, но отличаются микродиоритовой основной массой, в которой идиоморфы как плагиоклаз, так и авгит. Во вкрапленниках они имеют зональный плагиоклаз среднего состава (около 50% An), с ядром до № 65 и с олигоклавовой оторочкой состава, кислее № 20 в крайней внешней зоне. Другой составной частью в выделениях и в основной массе является клинопироксен; примесь магнетита, апатита и вторичных минералов — уралитового амфибола, эпидота, чешуйчатого бурого биотита, лейкоксена, пирита, кварца, прожилки пренита. Интересной особенностью авгитового диоритового порфирита является развитие в плагиоклазе, в андезиновой его зоне, вторичного амфибола, тогда как в габбродиобазах и диабазовых порфиритах в плагиоклазе развивается серицит, но не амфибол. К этому мы еще вернемся в главе II «Метаморфические явления». Около контакта авгитового диоритового порфирита с туфопесчаником появляется роговообманковый диоритовый порфирит, сложенный мутным олигоклазом и первичной зеленой роговой обманкой. В основной фельзитовидной массе содержится, повидимому, также кварц.

Таким образом, в скважине № 24 устанавливаются переходы от габбродиабаз ($P1_{60} + Pm$) через авгитовый диоритовый порфирит ($P1_{50} + Pm$) к роговообманковому диоритовому порфириту (олигоклаз + Hgb).

Микродиориты, переходящие в спессартиты и диоритовые порфириты, встречены скважиной № 28 ФГМ среди ороговикованных туфопесчаников у самого контакта массива. Микродиориты обладают диоритовой структурой, с величиной зерна около 1 мм. Сложены они нацело альбитизированным плагиоклазом с каемкой ортоклаза, шестоватой роговой обманкой и клинопироксеном, с примесью апатита и вторичных минералов — биотита, хлорита, серицита, эпидота, пирита, лейкоксена. В более меланократовых разностях микродиорита, имеющих ясно лампрофировый характер, количество цветных минералов достигает по объему 35%. Меланократовые порфиритовидные разности, с выделениями роговой обманки и авгита и с кислым плагиоклазом, ортоклазом и роговой обманкой в основной массе, являются уже типичными спессартитами, с лейстовидным плагиоклазом и игольчатой роговой обманкой. Общая вертикальная мощность этих диорито-спессартитовых пород по скважине 17 м (глубина 14—25 м и 35—41 м).

Жилы лампрофиров встречаются и за пределами месторождений. Так, жила спессартита (ее состав: роговая обманка, разложенный плагиоклаз, немного ортоклаза; структура — лампрофировая) встречена на участке плотины Богословского алюминиевого завода, среди толщи порфиритов и туфов, весьма слабо затронутых метаморфизмом. Здесь же содержатся жилы диоритового порфирита.

Аплитовые породы

Породы пегматитового характера в Турьинском рудном поле совершенно отсутствуют, что, конечно, связано с весьма малой глубиной формирования интрузивной формации.

Аплитовые породы встречаются, но довольно редко. Жилы аплитов не выходят за пределы интрузивного массива.

Описанные выше кварцбиотитовые диориты, образующие жилы или шпилы среди обычных роговообманковых кварцевых диоритов, быть может, носят уже аплитовый характер.

Жилы типичных аплитов были встречены в массиве между шахтами им. Парижской Коммуны и Николо-Подгорная, в кваршлагае. По данным М.З. Кантора, изучавшего их, это — плагиоаплиты, сложенные разложившимся плагиоклазом (58%) и кварцем (42%), в некоторых случаях также ортоклазом и вторичными — эпидотом, пренитом, серицитом, иногда хлоритом, заместившим биотит. Они образуют круто падающие на восток прожилки, мощностью 10—15 см. Здесь же встречаются прожилки кварца.

Тонкий прожилок сильно разложившегося аплита встречен нами на Троицком железорудном месторождении. Этот прожилок (мощностью 2 см) сечет здесь диопсидизированные диоритовые порфириты, пересекая в нем также гранатовые зоны. Таким образом, этот аплит внедрился несомненно после главной стадии скарнообразования.

3. ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ СООБРАЖЕНИЯ И ВЫВОДЫ

Выше была рассмотрена диаграмма (фиг. 2), которая передает закономерности ассоциации минералов в зернистых породах изучаемой интрузивной формации. Ассоциации минералов в «секущих порфиритах», вообще говоря, не соответствуют этой диаграмме, что говорит об иной активности в них подвижных компонентов, а именно щелочных металлов. Вопрос о зависимости парагенезисов минералов магматических пород от активности калия и натрия был рассмотрен мною в другом месте (Коржинский, 1946а), причем была выведена диаграмма, даваемая здесь как фиг. 3. Поясним вкратце значение этой диаграммы.

Параметрами диаграммы (фиг. 3) взяты химические потенциалы μ_K и μ_{Na} оксидов калия и натрия (химические потенциалы выражаются через логарифмы активности или концентрации: $\mu_a = \mu_0 + RT \ln a$, т. е. возрастают или убывают одновременно с активностями).¹ На диаграмме виден пучок из пяти прямых лучей. При некоторых вполне определенных величинах потенциала калия и натрия, отвечающих центру пучка, возможна устойчивая ассоциация следующих пяти минералов: ортоклаз (Ort), плагиоклаз (Pl), биотит (Bi), роговая обманка (Hrb), клинопироксен (Pm). Кварц

¹ Термодинамическая активность, конечно, не имеет ничего общего с понятием о химической активности, а является лишь иным выражением концентрации. Активность компонента в минерале или растворе пропорциональна упругости его пара. Для весьма разбавленных растворов активность компонента пропорциональна его концентрации. Для менее разбавленных растворов эта пропорциональность нарушается и активность может быть названа эффективной концентрацией, т. е. концентрацией идеального раствора, равновесного с данным в отношении рассматриваемого компонента. Химический потенциал компонента качественно вполне соответствует его активности, а количественно выражается, как было показано, через логарифм активности, с некоторой условной константой. Возрастаение концентрации компонента, при неизменности других факторов, всегда влечет за собой возрастание его активности и потенциала. Для данного компонента равновесной системы величина активности или потенциала во всех фазах одинакова, хотя содержание его в разных фазах (например, в минералах породы) будет, конечно, различным. В нашей работе выражение «активность компонента в минерале (или породе)» можно было бы всюду заменить выражением «концентрация компонента в межпоровом растворе, равновесном с данным минералом (или данной породой)».

и магнетит находятся в избытке для всех рассматриваемых случаев. Для точек каждого луча возможна устойчивая ассоциация до четырех минералов одновременно, а для полей между этими лучами устойчивы не более трех минералов одновременно. Закономерности ассоциации минералов для каждого из полей могут быть выражены особой трехкомпонентной диаграммой, которые и внесены в общую диаграмму фиг. 2 около тех полей пучка, к которым они относятся.

Диаграмма поля I (фиг. 3), соответствующая породам нормального ряда, была уже нами рассмотрена на диаграмме (фиг. 2). Для различных точек этого поля диаграмма испытывает некоторые изменения, без нарушения ее типа, и такие изменения происходят, конечно, и в других полях. Мы уже видели, что повышение активности (идеальной концентрации) натрия ведет к тому, что в тройных ассоциациях: 1) клинопироксен + роговая обманка + плагиоклаз и 2) роговая обманка + биотит + плагиоклаз, — состав плагиоклаза становится более кислым.

Состав плагиоклаза, равновесного в присутствии ортоклаза, остается постоянным при постоянстве отношения концентрации (активности) калия к концентрации натрия C_K/C_{Na} , но становится более основным при возрастании этого отношения.

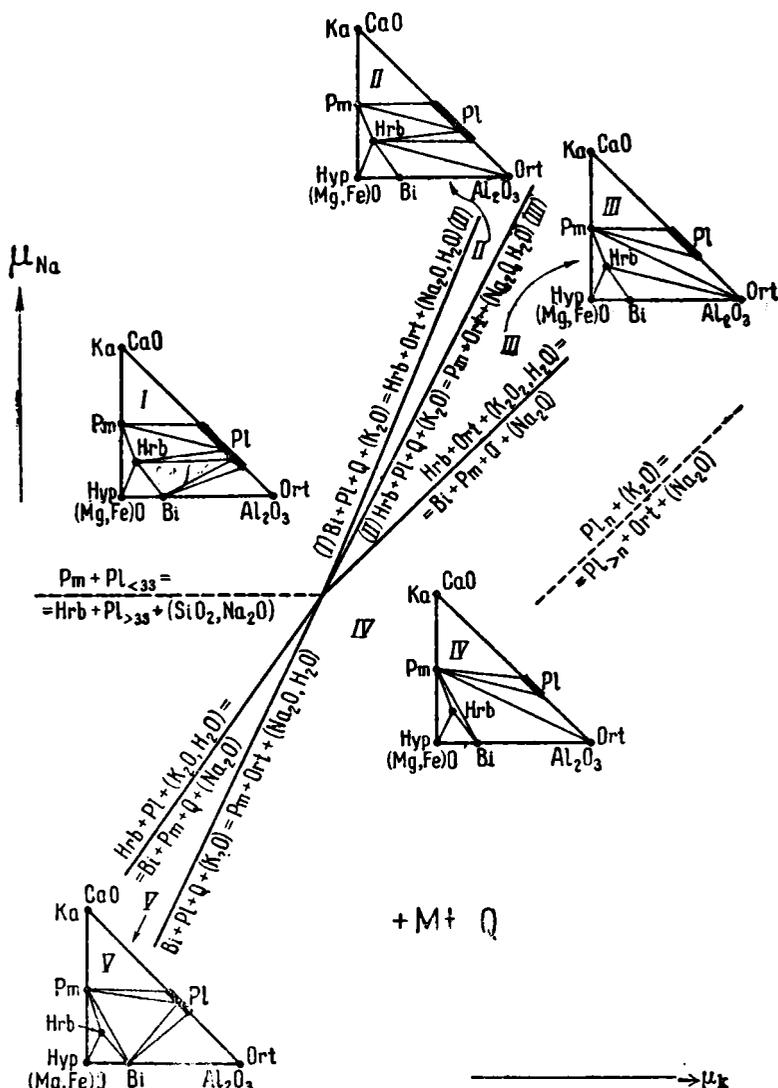
Если в силу изменения концентрации (активности) калия и натрия мы переходим из поля I в поле II (фиг. 3), то происходит изменение самого типа диаграммы — вместо ассоциации биотита с плагиоклазом становится устойчива ассоциация роговой обманки с ортоклазом, а при переходе в поле III (фиг. 3), в присутствии ортоклаза становится устойчив также клинопироксен. Для поля IV типична ассоциация биотита с клинопироксеном при неустойчивости роговой обманки в присутствии полевых шпатов. Это справедливо и для поля V, но здесь вместо ассоциации $Pm + Ort$ поля IV устойчивы $Vi + Pl$.

На основе этой диаграммы (фиг. 3) видно, что различные «секущие порфириды» обладают одной общей особенностью — они характеризуются повышенной активностью щелочей сравнительно с зернистыми породами формации. В вогезитах ортоклаз ассоциируется с роговой обманкой, а в разностях, первично лишенных плагиоклаза, калиевый полевой шпат частично кристаллизовался одновременно с клинопироксеном. Таким образом, парагенезисы вогезитов отвечают полям II и III диаграммы (фиг. 3). Микромонзонит центральной группы рудников, сложенный разложенным плагиоклазом, ортоклазом, клинопироксеном и биотитом, при отсутствии роговой обманки, отвечает полю IV диаграммы (фиг. 3), которое характеризуется ассоциацией: ортоклаз + клинопироксен + биотит.

Как видно из размещения полей на диаграмме (фиг. 3), для вогезитов и микромонзонитов особенно характерна повышенная активность калия. В отношении активности натрия в вогезитах пока нет опорных данных, но естественно можно предположить, что она также является повышенной, т. е. повышение активностей калия и натрия происходит одновременно; однако, отношение $C_K : C_{Na}$ не может при этом оставаться постоянным, так как тогда мы не попали бы из поля I в поле IV; следовательно, одновременное повышение активностей должно идти с возрастанием величины этого отношения.

Помимо повышенной активности щелочных металлов, секущие порфириды Турьи отличаются от зернистых пород формации также своей меланократовостью и бедностью кварцем или чаще его отсутствием. Так как такие же соотношения типичны для лампрофировых пород вообще, то мы позволим себе сформулировать новую гипотезу о породах жильной свиты гранитоидных массивов.

Устойчивость минералогического состава в разных типах изверженных горных пород указывает на то, что они образуются путем кристаллизации из эвтектических или котектических расплавов. На диаграмме (фиг. 2) намечена такая котектическая линия, у которой группируются составы интрузивных пород Турьинских рудников. Как будет показано



Фиг. 3. Парагенезисы гранитоидных пород, в зависимости от величин химических потенциалов калия (абсцисса) и натрия (ордината)

Изображены только парагенезисы, в которых могут присутствовать магнетит и кварц

в другой работе, положение этих котектических линий или путей кристаллизации должно зависеть от активности (концентрации) вполне подвижных компонентов и, прежде всего, калия и натрия. Именно, повышение активности щелочных металлов должно смещать котектические линии

в сторону минералов, более бедных щелочными металлами. Так как полевые шпаты, кроме самых основных, богаче щелочными металлами, чем цветные минералы, а кварц не содержит щелочей, то с повышением щелочности магмы котектическая линия на диаграмме (фиг. 2) должна смещаться влево, в сторону цветных минералов, а выделение кварца должно задерживаться до более поздних стадий кристаллизации. Поэтому породы более щелочных магм должны быть более меланократовы, а кварц может присутствовать только в породах с более кислым полевым шпатом. Эти особенности как раз характерны для лампрофировых пород сравнительно с нормальными породами той же интрузии, т. е. лампрофиры — это жильные породы повышенной щелочности. К лампрофировым породам нашей формации мы должны отнести также секущие диабазовые порфириды, так как, по сравнению с диоритовыми породами Турьи, с тем же составом плагиоклаза, секущие диабазовые порфириды отличаются большей меланократовостью и отсутствием кварца, что указывает на повышенную щелочность их магмы. Преобладание среди жильной свиты пород с повышенной активностью щелочей довольно естественно из следующих соображений. Щелочные металлы, как легко растворимые, должны содержаться в магме в большем количестве, чем в кристаллизующейся из нее породе, как это установлено, например, экспериментально для системы альбит—анортит. В силу этого, по мере кристаллизации пород, магматический остаток должен все более обогащаться калием и натрием. Пока существует значительный резервуар магмы, это обогащение калием и натрием выравнивается благодаря их диффузии как в жидкую магму, так и в боковые породы, так что активность поддерживается на постоянном почти уровне, но, когда кристаллизуются последние изолированные камеры магмы среди затвердевшего массива, такое выравнивание активностей калия и натрия затруднено и тогда должно иметь место повышение их активностей, приводящее к образованию лампрофировых пород.

Согласно такой точке зрения, все наши секущие порфириды являются лампрофировыми породами. По полям диаграммы (фиг. 3) эти лампрофировые породы могут быть разделены на три группы:

- 1) диабазовые порфириды, диоритовые порфириды, микродиориты — поле I;
- 2) спессартиты и везиты — поля II и III;
- 3) микромонзониты — поле IV.

В каждой группе могут быть как более, так и менее основные члены, образующие ряды, параллельные нормальному ряду пород (габбро—кварцевый диорит) формации. Наибольший интерес представляет первая группа, как наиболее обычная для наших жильных пород. Она характеризуется диаграммой, по типу одинаковой с диаграммой (фиг. 2), но с тем отличием, что смена клинопироксена роговой обманкой происходит при плагиоклазе состава не № 65, а около № 45, а роговая обманка сменяется биотитом при плагиоклазе не основнее № 25, вместо № 35 (фиг. 2), что вызвано повышенной активностью натрия. Основным членом этой группы являются диабазовые порфириды, т. е. породы габброидного состава.

Сопоставление числовых характеристик их анализов (анализы №№ 11—21 таблиц 2, 3 и 4) по методу академика А. Н. Заварицкого (1941) показывает близость их к габбродиоритам (габбро) и к обыкновенному диабазу. По составу плагиоклаза большинства этих диабазовых порфиридов (55% An) они могут быть сопоставлены с некоторыми кварцевыми диоритами формации, при резком отличии от последних меланократовостью и отсутствием кварца, а также недосыщенностью кремнеземом (число Q отрицательно). Это и указывает на лампрофировый их характер

в данной фации, хотя в отношении других типов фаций они, может быть, и не имеют особенностей лампрофириров, т. е. не являются типичными лампрофирами.

Более кислыми представителями этой же группы являются некоторые диоритовые порфириды, которые во вкрапленниках, совместно с плагиоклазом № 45—65, содержат также клинопироксен. При более кислом плагиоклазе имеем роговообманковые порфириды и микродиориты, которые отличаются от нормальных пород фации (с таким же средним составом полевого шпата) бедностью кварцем или даже его отсутствием. По этим признакам, повидимому, можно отличать ранние нерасщепленные диоритовые порфириды от поздних лампрофирировых, но пока этот вопрос недостаточно освещен наблюдениями и требует проверки.

Во вторую группу входят типичные лампрофиры — спессартиты и вогезиты. В нашей фации они связаны между собой переходами, так как в спессартитах (например, Васильевского рудника) появляется в существенном количестве ортоклаз. В связи с еще более высокой их щелочностью стоит и меланократовый их характер и почти полное отсутствие в них кварца.

Представитель третьей группы — микромонзонит — встречен только в одной жиле. На диаграмме (фиг. 2) характерно расположение всех секущих порфиридов (точки) левее линии зернистых пород.

Мы видели выше, что внедрение даек жильной свиты происходило в разное время, в течение образования скарновых зон и, вероятно, их оруденения.

Поэтому, естественно, что и в отношении щелочности у нас имеются все переходы от нормальных пород фации к типичным лампрофирам. Не исключена возможность постепенного возрастания щелочности от ранних даек к поздним.

Аплитовые породы на Турье редки и, как правило, разложены. Поэтому пока нельзя решить вопроса об активности щелочей в магме при их образовании. Скорее всего можно думать, что их магма являлась нормальным магматическим остатком, с такой же активностью щелочных металлов как в главную стадию кристаллизации магмы; однако это предположение пока не может быть подтверждено.

II. МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ

1. ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ СВЕДЕНИЯ

В этой главе будут описаны разнообразные метаморфические и метасоматические явления, за исключением только реакционно-метасоматических, т. е. явлений взаимодействия известняков с силикатовыми породами с образованием скарновых зон. При реакционно-метасоматических явлениях имеется дело со взаимодействием трех сред — двух пород и раствора, тогда как при прочих метаморфических явлениях (как при собственно метаморфических, так и собственно метасоматических) происходит взаимодействие только двух сред — породы и раствора. Это и дало нам основание рассмотреть скарнообразование отдельно. Разделение же собственно метаморфических явлений (без привноса) и метасоматических производиться не будет, так как они слишком тесно связаны между собой, как это будет видно ниже.

Метаморфические явления проявляются в Турьинском рудном поле почти повсеместно, но в общем в явной связи с интрузивными телами.

Все метаморфические явления, как и все оруденение Турьинского рудного поля, стоят в явной связи с теми магматическими явлениями, которыми создана вышеописанная интрузивная формация. Следов какого-либо более молодого метаморфизма здесь не замечено. Благодаря такой геологической простоте изучение Турьинской формации представляет особый интерес.

При изучении метаморфических явлений, прежде всего, необходимо расчленить их на температурные стадии, на основании минералогического состава соответствующих пород. Идея о минеральных фациях была разработана П. Эскола (P. Escola, 1939). К одной минеральной фации Эскола относит совокупность пород, метаморфизованных в столь сходных условиях, что те из них, которые имеют одинаковый химический состав, должны иметь также и одинаковый минералогический состав; с изменением общего химического состава минералогический состав меняется сообразно определенным для каждой фации правилам.

Это представление нам необходимо уточнить. Под фацией метаморфизма мы будем понимать совокупность пород, которые, при формировании данного комплекса пород, были метаморфизованы в сходных условиях, т. е. принадлежат одной зоне метаморфизма и претерпели одинаковые метаморфические процессы. Фации представлены какими-то вполне конкретными зонами пород, которые могут быть нанесены на карту и разнообразные свойства и особенности которых еще подлежат исследованию. Но при таком понимании оказывается, что для большинства фаций метаморфизм проявляется более, чем в один этап и потому соотношение между химическим и минералогическим составами в каждой фации более сложно, чем это выражено в представлении о минеральных фациях Эскола. Кроме того, к числу особенностей конкретных фаций, определяющих специфический их характер, относятся не только условия температуры и глубины, но также степень и характер метасоматических явлений.

Наряду с вполне конкретным понятием о фациях, поддающихся картированию, мы вводим отвлеченное представление о температурно-минералогических ступенях равновесия или ступенях метаморфизма (Коржинский, 1937).

Анализируя минеральные ассоциации и их превращения в метаморфических породах, мы стараемся их схематизировать, для чего переходим к идеальной равновесной системе, сложенной определенными химическими компонентами. При непрерывном понижении температуры в этой системе должен происходить прерывный ряд превращений. В интервале между этими превращениями система, несмотря на падающую температуру, будет находиться в равновесии, т. е. будет какая-то «температурная ступень равновесия». Для каждой такой ступени существует взаимно-однозначное соответствие между химическим и минералогическим составами, которое может быть выражено диаграммой. При выводе последовательности ступеней равновесия мы опираемся, прежде всего, на анализ при помощи правила фаз парагенезисов минералов в изучаемых породах и на явлениях распада и превращения минералов в них; кроме того, для контроля мы пользуемся тем принципом, что понижение температуры вызывает реакции с поглощением воды и углекислоты. В каждой конкретной фации метаморфизма обычно устанавливается наложение нескольких ступеней равновесия, почему нами и разделяются эти понятия. Чем сложнее взятая система, т. е. чем больше в ней компонентов, тем большее число реакций в ней возможно и тем больше получится число ступеней равновесия.

Мы будем разделять метаморфический процесс также на температурные стадии, обнимающие по несколько ступеней равновесия.

При каждом метаморфическом процессе H_2O и CO_2 ведут себя вполне подвижно, т. е. так, что первичное их содержание в породе не имеет никакого влияния на окончательный минералогический состав. Активность H_2O и CO_2 при метаморфизме всецело определяется температурой и глубиной (Коржинский, 1940 а). При некоторых видах метаморфизма вполне подвижно ведут себя также K_2O и Na_2O , а при метасоматических процессах сюда могут присоединяться и другие компоненты. Учение о подвижности элементов кратко изложено в статье (Коржинский, 1942), с которой рекомендуется ознакомиться.

Перейдем теперь к описанию метаморфических явлений в Турьинском рудном поле по стадиям и ступеням метаморфизма, следуя от высокотемпературных стадий к низкотемпературным.

2. ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНАЯ СТАДИЯ — ПРИКОНТАКТОВЫЙ МЕТАМОРФИЗМ

1) РОГОВИКОВАЯ СТУПЕНЬ

Это наиболее высокотемпературная ступень метаморфизма, имеющая место в непосредственном контакте с интрузивными породами, при температуре, близкой к температуре их застывания. В связи с высокотемпературным характером метаморфизма, для роговиковой ступени характерны безводные минералы, в то время как из водосодержащих обычных только роговая обманка и биотит. В Турьинском рудном поле в метаморфических породах встречены следующие минералы этой температурной ступени:

кварц, кальцит;

плагноклазы от анортита до олигоклаза, ортоклаз, скаполит;

авгит, диопсид, геденбергит, волластонит;

обыкновенная роговая обманка, биотит;

гранаты от гроссуляра до андрадита, везувиан;

сфен, турмалин, апатит;

магнетит.

В связи с однообразным составом исходных пород, при отсутствии, в частности, глинистых осадков, совершенно не представлены минералы с избыточным глиноземом (андалузит, кордиерит, шпинель и пр.).

Порядок подвижности окислов в роговиковую ступень может быть представлен следующим рядом подвижности, начинающимся с более подвижных окислов и элементов и кончающимся наименее подвижными:

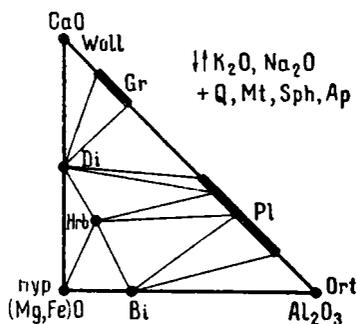
H_2O , CO_2 | S, K_2O , Na_2O , O_2 , MgO, Fe | CaO, SiO_2 , P_2O_5 , Al_2O_3 , TiO_2 .

Первая слева черта в приведенном ряде отделяет подвижные и инертные компоненты при обычном роговиковании, при котором, впрочем, калий и натрий обладают частичной подвижностью. Вторая черта отделяет окислы, подвижные при типичных метасоматических процессах, приводящих, при наличии известковых контактов, к образованию скарнов.

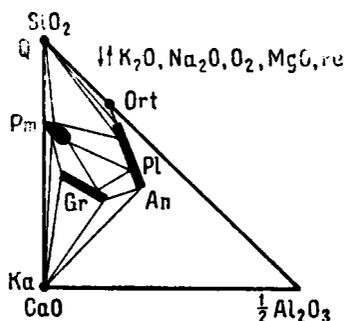
Контактные роговики, как известно, характеризуются мелкозернистой гранобластовой структурой, раковистым изломом, обусловленным тесным срастанием их зерен, и темным цветом, обусловленным распыленным магнетитом. В описываемом районе роговиковые породы, как правило, сохраняют свою реликтовую структуру и являются собственно роговикованными порфиритами и туфами. Они приурочены к узкой контактовой

зоне массивов кварцевых диоритов, шириной всего 50—100 м. Для южной группы рудников, где кварцевые диориты отсутствуют, роговики нехарактерны и в Богословском руднике отсутствуют совершенно. Большинство роговиковых пород носит, как будет видно ниже, метасоматический характер и обнаруживает наложение более низкотемпературных процессов; пироксен в них отсутствует. Более редкие типичные ороговикованные порфириды и туфы этой ступени подстилают известняки Фроловского рудника, встречены в «Москалевском» шурфе и местами в контактовой зоне массива в районе Васильевского рудника. Это — мелкозернистые (величина зерна порядка 0.1 мм) породы роговиковой структуры, сложенные средним плагиоклазом, роговой обманкой, клинопироксеном, магнетитом, иногда также биотитом, ортоклазом. В районе Никитинского рудника (скважины №№ 120 и 129 ФГМ) известны ороговикованные известково-кремнистые и известково-глинистые сланцы, весьма тонкозернистые (величина зерна — сотые доли миллиметра), сложенные гранатом, диопсидом, волластонитом, эпидотом. Некоторые из этих известково-силикатовых сланцев обладают реликтовой органической структурой, со следами обильных спикуль губок, стерженьки которых имеют диаметр 0.02—0.04 мм. В этих ороговикованных спонгиозных сланцах местами в изобилии встречается датолит. Встречаются даже почти мономинеральные датолитовые роговики, сложенные изометричными зернами датолита, диаметром до нескольких миллиметров (скважина 120 ФГМ), сохраняющие следы спикуль губок, причем и спикули, и цемент замещены датолитом. Обычно датолит ассоциируется здесь с гроссуляром, кальцитом и более поздним прениитом, образующим прожилки замещения.

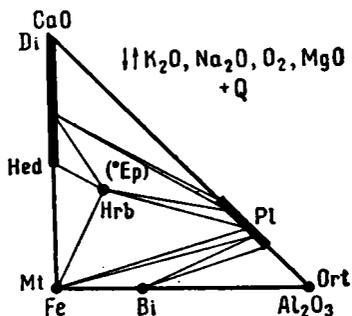
Как видно из значительного иногда количества минералов в роговиках (например, одновременно Pl + Di + Hrb + Bi + Q + Mt) щелочные металлы, при их образовании, не обладали полной подвижностью. Наблюдается все же приближение их активности к некоторому постоянному уровню, при котором закономерности ассоциаций минералов кварцсодержащих пород могут быть выражены диаграммой (фиг. 4). Эти закономерности близки к тем, которые имеют место для магматических пород, но отличаются появлением волластонита и граната в известковых роговиках.



Фиг. 4. Парагенезисы минералов в роговиках при полной подвижности щелочных металлов

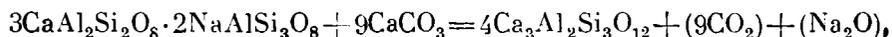


Фиг. 5. Парагенезисы минералов в роговиковую ступень при подвижности магния и железа

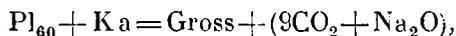


Фиг. 6. Парагенезисы минералов в роговиковую ступень при подвижности магния, но при инертности железа

Последнее отличие крайне интересно. При описании инъекции диоритовых порфиров в известняки отмечалась постоянная устойчивость при этом ассоциации лабрадора с кальцитом. Но как в роговиках, так и в метасоматических скарновых породах лабрадор никогда не встречается с первичным кальцитом, отделяясь от него всегда гранатом. Как видно из уравнения соответствующей реакции:



т. е.



возможны три причины устойчивости в одних случаях гроссуляра, а в других — ассоциации лабрадора с кальцитом — это различие температуры, давления углекислоты или активности натрия. Углекислота при метаморфических и магматических процессах ведет себя всегда вполне подвижно, и давление ее вполне определяется температурой и глубиной (Коржинский, 1940а). Поскольку образование гроссуляра в данной реакции сопровождается большим выделением углекислоты, понижение температуры (как и повышение глубинности) неблагоприятно для образования граната. С другой стороны, как показали эксперименты с сухими расплавами, при весьма высоких температурах гроссуляр не образуется (при 1266° кристаллизуется эвтектика анортита, геленита и волластонита). Но кристаллизация магмы и образование контактовых роговиков происходит при близких и не столь высоких температурах. Более низкая температура постмагматических скарнов могла бы, напротив, рассматриваться как неблагоприятный фактор для образования гроссуляра, вместо лабрадора с кальцитом, поскольку эта реакция сопровождается выделением углекислоты. Очевидно, решающую роль здесь играет повышение концентрации натрия в магме известковых контактов, препятствующее замещению плагиоклазов гроссуляром с выделением натрия. Это повышение является результатом ассимиляции известки. Наличие такого местного повышения концентрации натрия, т. е. несовершенства его подвижности, связано, очевидно, с большей вязкостью магмы, сравнительно с постмагматическими растворами.

В контактовых зонах с более интенсивным воздействием постмагматических растворов, подвижными становятся не только щелочные металлы, но также магний, а затем и железо, тогда как остаются инертны только CaO , SiO_2 , Al_2O_3 и менее существенные для пород P_2O_5 и TiO_2 . Так как активность в растворе подвижных окислов поддерживается при этом на постоянном уровне, зависящем от состава выделяемых магмой растворов, то устойчивые при нормальной активности магния и железа парагенезисы минералов могут быть представлены диаграммой (фиг. 5). В этих именно условиях вдоль контактов известняков с полевошпатовыми породами развиваются реакционные скарновые зоны, которые будут подробно рассмотрены в главе III «Контактные реакционно-метасоматические явления». При отсутствии таких контактов эти растворы будут вызывать лишь привнос или вынос щелочных металлов, магния и железа, причем устойчивый минералогический состав породы, в зависимости от соотношения в ней $\text{CaO} : \text{Al}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2$, определяется диаграммой (фиг. 5). Наиболее характерным при этом является растворение магнетита и замещение роговой обманки клинопироксеном, с образованием характерных беловатых метасоматических роговиковых пород. Эти породы

весьма распространены около скарновых зон, где они постепенно переходят в околоскарновые десилицированные породы, в частности, в так называемые «контактные порфириды». Но в данном случае имеется в виду изменение, которое может протекать совершенно независимо от скарновых зон и от близости известняков. Такого рода диопсидизированные ороговикоподобные кварцевые диориты, лишенные магнетита и роговой обманки, встречаются, например, в «Москалевском» шурфе, в районе которого известняки отсутствуют. В этих диопсидизированных роговиковых породах не имеет места ни привнос кальция, ни вынос кремнезема, что и позволяет их отличать от десилицированных околоскарновых пород.

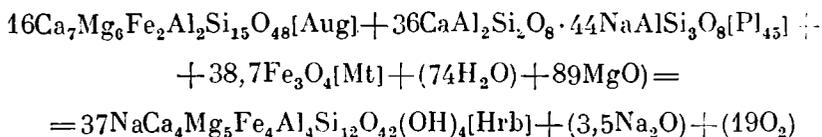
Случаев, в которых в эту стадию проявлялась бы полная подвижность кальция, кремнезема или глинозема, для изучаемой формации неизвестно, что указывает на невозможность образования скарновых пород иначе, как за счет местной миграции этих элементов в контактах известняков с силикатовыми породами.

Между нормальным ороговикованием, при котором даже щелочные металлы ведут себя инертно, и диопсидизацией, при которой подвижно ведут себя и магний, и железо, промежуточным случаем является такое ороговикование, при котором железо вело себя инертно, а магний был подвижен. В этих условиях происходит весьма интересная амфиболизация пород за счет реакции клинопироксена с плагиоклазом и магнетитом (уралитизация пироксена) и за счет реакции основного плагиоклаза с кварцем и магнетитом. Такого рода реакции могут протекать в широком температурном интервале, в зависимости от чего, с падением температуры, образующийся амфибол постепенно меняет свой состав от уралитовой роговой обманки, близкой к обыкновенной роговой обманке изверженных пород, до актинолита. Здесь мы остановимся на реакциях при высокотемпературных условиях роговиковой ступени метаморфизма, характеризующейся диаграммами (фиг. 4 и 5), в условиях, когда эпидот и актинолит были еще неустойчивы, хотя эти процессы амфиболизации продолжались и в более низкотемпературных условиях и потому точное разграничение разных стадий здесь затруднительно.

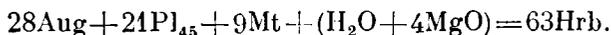
Рассмотрим явление уралитизации, в той или иной степени проявляющееся в каждом пироксеновом габбро и диабазе и особенно типичное для секущих диабазовых порфиритов. Уралитизация заключается в том, что клинопироксен, начиная с краев и трещин, замещается монокристаллами вторичной роговой обманки, ориентированной кристаллографически параллельно с замещаемым кристаллом клинопироксена. Образующиеся крупные зерна роговой обманки (уралит) обладают слабо заметной волокнистостью внутреннего строения. Общее количество цветного минерала возрастает, так как роговая обманка частично замещает и прилегающий плагиоклаз. Зерна магнетита при этом, в большей или меньшей степени растворяются, оставляя пористые массы лейкоксена; это указывает на инертность титана, заключающегося в магнетите. Интересные наблюдения сделаны в секущих габбродиоритах и авгитовых диоритовых порфиритах (например, Васильевский рудник, скв. № 24 ФГМ). В них, вместе с уралитизацией клинопироксена, в плагиоклазе развиваются многочисленные мелкие призмочки амфибола и притом избирательно в андезиновой его зоне. Во внешней олигоклазовой оторочке (15—30% An) эти включения вовсе отсутствуют, в андезиновой зоне они обильны, тогда как серицит здесь отсутствует; во внутренней лабрадоровой зоне (более 50—55% An) амфибол отсутствует, а вместо него обычно появляется серицит. Вследствие этого в сечении плагиоклаза наблюдается кольцевая темная зона, переполненная амфиболом, на месте андезиновой зоны. Такое соотноше-

ние, т. е. амфиболизация среднего по составу плагиоклаза и серицитизация лабрадора, выдерживается и в других клинопироксен-плагиоклазовых породах.

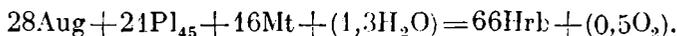
Для расчета реакции возьмем для роговой обманки состав, даваемый Ниггли (Niggli, 1923) для типа обыкновенной роговой обманки. Совершенно такая же формула получается и на основании анализа уралита из Беэрбахита Сев. Урала (Струве, 1940, анализ № 2342). Формулу для авгита возьмем по Берман и Ларсену (1937, стр. 278—279, №№ 17—19). В связи с инертностью SiO_2 , Al_2O_3 , CaO и Fe при этом явлении, мы примем систему замкнутой в отношении этих компонентов и открытой в отношении всех остальных. В этом случае, для реакции уралитизации, путем алгебраического расчета, получим следующую формулу:



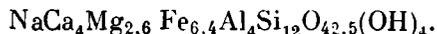
или, при пересчете на весовые количества минералов и окислов:



В последней формуле вышущены Na_2O и O_2 в силу незначительности их количества (соответственно 0.2 и 0.3 весовые единицы). Согласно полученной формуле, при уралитизации авгит, в присутствии магнетита и притока магния, реагирует со средним плагиоклазом, давая уралитовую роговую обманку. При отсутствии притока магния могла бы получиться только очень железистая роговая обманка, мало похожая на обычную уралитовую. Формула этой реакции получается из предыдущей, если вычеркнем из нее 89MgO и взамен соответственно увеличим количество магнетита. Тогда в весовых количествах получим:



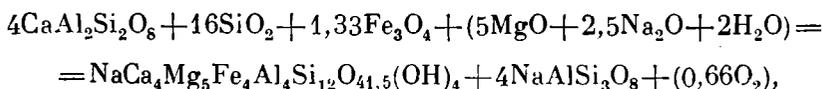
Роговая обманка будет иметь состав:



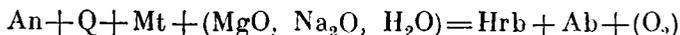
Столь богатые железом уралиты едва ли могут образоваться, и кроме того содержание магнетита в габбро-диабазовых породах недостаточно для существенной уралитизации без привноса магния.

Для существенной уралитизации необходим привнос магния.

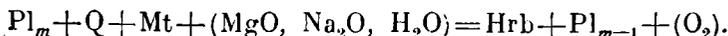
Если в породе имеется кварц, то при привносе магния возможна амфиболизация основного плагиоклаза согласно формуле:



т. е.



или



Эта формула выражает то соотношение, что при подвижности магния основной плагиоклаз может реагировать с кварцем и магнетитом, заме-

щаяся роговой обманкой с более кислым плагиоклазом. Сюда относится очень распространенное явление образования амфиболизированных роговиков за счет покровных порфиритов и их туфов. Такое роговикообразование проявляется в обычной для роговиков грануляции, с характерным распылением магнетита. Но вместе с тем основные и средние плагиоклазы заменяются олигоклагом с густо рассеянными в нем призмочками амфибола. Сплошные агрегаты амфибола образуют иногда сеть прожилков в роговикованных порфиритах, что вполне доказывает метасоматический их характер. Магнетит частично или полностью растворяется, покрываясь каймой губчатого лейкоксена или полностью им замещаясь. Помимо олигоклаза, амфибола и магнетита с лейкоксеном, эти роговики содержат апатит и иногда кварц и некоторые более поздние минералы (эпидот, чешуйчатый биотит). Предельный состав плагиоклаза, на котором останавливается амфиболизация, видимо, непостоянен и в более низкотемпературных породах спускается до альбита.

По распространению в роговиковых ореолах на первом месте стоят именно метасоматические амфиболизированные роговики (магний в них подвижен), на втором месте — нормальные роговики (калий и натрий частично подвижны, магний инертен), а на третьем — диопсидизированные роговики (подвижны и магний, и железо).

Прежде думали, что, в силу простого повышения температуры, роговая обманка должна переходить в клинопироксен. Сообразно такому взгляду, можно было бы предположить, что пироксеновые роговики и диопсидизированные породы возникают при более высоких температурах, чем амфиболизированные роговики и уралитовые породы. Ошибочность этого предположения видна из того, что во многих уралитовых породах и амфиболизированных роговиках, при наличии магнетита и плагиоклаза, эпидот отсутствует, так как температура его образования лежит ниже. Однако клинопироксен безусловно устойчив и при более низких температурах, как показывает, например, широкое развитие на Турье диопсидовых эпидозитов. Верно лишь то, что понижение температуры расширяет поле устойчивости амфиболов за счет пироксенов и, при достаточно низких температурах, как увидим ниже, клинопироксен вовсе исчезает и вместо него остаются устойчивы только амфиболы актинолит-тремолитового ряда (роговые обманки, т. е. глиноземсодержащие амфиболы здесь тоже неустойчивы). Но при всех более высоких температурах, вплоть до условий магматических процессов, амфиболы устойчивы наряду с пироксенами, и образование пироксена или амфибола зависит от химических условий, так как повышение отношений $(Mg + Fe) : Ca$ и $Fe : Mg$ способствует образованию амфибола вместо клинопироксена.

Соотношение между клинопироксеном и роговой обманкой, при условии подвижности магния и насыщенности пород кремнеземом, представлено на диаграмме (фиг. 6). Здесь видно, что, при низкой активности (или содержании) железа, вместо роговой обманки, устойчива ассоциация клинопироксена с кислым андезитом, как это выражено и на диаграмме (фиг. 5). При инертности магния (т. е. невозможности его привноса) к клинопироксену и плагиоклазу может присоединяться также магнетит, как это выражено на диаграмме (фиг. 4), где магнетит находится в избытке. Но при привносе магния (и нормальной его активности) магнетит, пироксен и плагиоклаз реагируют с образованием роговой обманки, как это видно на диаграмме (фиг. 6). В породах, недосыщенных кремнеземом, пироксен может ассоциироваться и с более основным плагиоклазом (фиг. 5), но в породах с избытком кварца, магнетита и плагиоклаза, клинопироксен при привносе магния замещается роговой обманкой, а ассоциирующийся с нею

плагиоклаз должен иметь состав олигоклаза (фиг. 6). В породах с ортоклазом и кислым олигоклазом магнетит, при подвижности магния, неустойчив и железо должно целиком входить в состав биотита (фиг. 6); действительно, венцы биотита вокруг магнетита обычны для пород с кислыми полевыми шпатами. Так как в описываемом районе породы, богатые кремнеземом и бедные кальцием, редки, то здесь не наблюдается тех явлений метасоматической биотитизации роговиков, которые типичны для некоторых других районов и которые, на основании диаграммы (фиг. 6), должны иметь место при подвижности магния, т. е. при условиях, при которых происходит амфиболизация более основных полевых шпатов.

Мы разобрали химизм реакций уралитизации клинопироксена и метасоматической амфиболизации основных и средних плагиоклазов в высокотемпературную роговиковую стадию. Эти же реакции продолжают и в более низкотемпературных условиях, с образованием более бедного глиноземом амфибола, а затем и с появлением в продуктах реакции эпидота. Часть амфиболовых роговиков, возможно, образовалась при более низкотемпературных условиях, чем некоторые пироксен-роговообманковые роговики, но во всяком случае еще в температурную ступень, когда пироксен был устойчив и поэтому пока нет опорных данных для температурного расчленения роговиковой стадии метаморфизма.

Особую проблему представляет распыленность магнетита, столь характерная для роговиков и часто позволяющая легко отличить их от неизмененных изверженных пород как интрузивных, так и эффузивных. В интрузивных породах магнетит всегда содержится в более или менее крупных зернах; в эффузивах частично магнетит дает мелкие вкрапленники, частью распылен в основной массе, но в выделениях других минералов рассеянных частиц магнетита не наблюдается, за исключением опацизированных цветных минералов. В роговиках же мелкие частицы магнетита рассеяны равномерно по всей породе, в том числе и во вкрапленниках полевых шпатов ороговикovaných порфировых пород. Каким образом при ороговиковании магнетит попадает внутрь зерен плагиоклазов, первично его не содержащих? Здесь мы имеем дело с явлением, аналогичным грануляции, т. е. распадом при ороговиковании крупных зерен всех минералов на мелкие («Контактовая грануляция» А. Н. Заварицкого), причем значительное переотложение железа связано с заметной его подвижностью при высоких температурах.

Более редкими минералами той же роговиковой ступени являются скаполит, встречающийся в известково-силикатовых роговиках, везувиан, встречающийся вместе с гроссуляром в эндоскарнах, и турмалин, очень редко встречающийся в роговиках с биотитом и еще реже в мраморах. На свойствах, условиях образования и на распространении этих минералов мы еще остановимся в разделе о метаморфических и жильных минералах (стр. 63—66).

2) ПИРОКСЕН-ЭПИДОТОВАЯ СТУПЕНЬ

Для ороговикovaných пород типичным, как мы видели, является отсутствие эпидота и наличие распыленного магнетита. Для более низкотемпературной стадии типично появление эпидота, в то время как магнетит исчезает, частью расходясь на образование эпидота, частью замещаясь пиритом или пирротином.

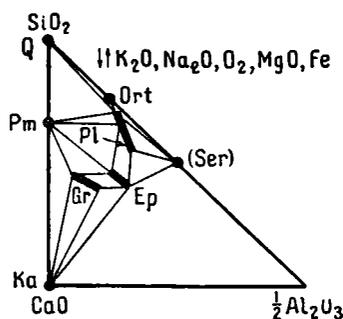
Диаграммы равновесных ассоциаций минералов, т. е. диаграммы состав — парагенезис, данные выше, с понижением температуры испытывают постепенные изменения, обусловленные появлением на них эпи-

дота, поле устойчивости которого на этих диаграммах увеличивается вполне постепенно за счет других минералов, в силу чего появляется ряд переходных температурно-минералогических ступеней равновесия. В этой главе будут рассмотрены те ступени, в которых, наряду с эпидотом, сохраняется еще клинопироксен ряда диопсид-геденбергит.

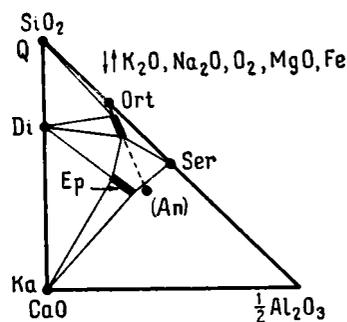
Ряд подвижности окислов в пироксен-эпидотовую стадию метаморфизма, по видимому, не отличается от ряда, данного выше для роговиковой стадии.

Сначала рассмотрим случай весьма интенсивного метасоматоза, в условиях которого в контактах известняков имеет место скарнообразование. Вполне подвижно ведут себя здесь и Fe, и Mg и для высокотемпературных условий осуществляются парагенезисы диаграммы (фиг. 5), рассмотренной выше.

С понижением температуры появляется, совместно с гранатом, эпидот, который постепенно вытесняет гранат, начиная с более богатых глиноземом его разновидностей, как это видно на диаграмме (фиг. 7), вплоть до полного его вытеснения (фиг. 8).



Фиг. 7. Парагенезисы ступени переходной между роговиковой (фиг. 5) и пироксен-эпидотовой (фиг. 8) ступенями

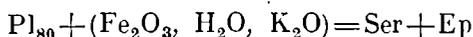


Фиг. 8. Парагенезисы пироксен-эпидотовой ступени при подвижности магния и железа

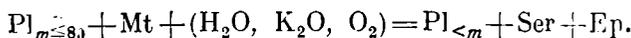
Ниже при описании скарновых зон будет видно, что между диопсидизированными диоритами или порфиритами и зоной гранатовых скарнов обычно располагается зона эпидозитов. Большой частью реликты пироксен-гроссуляровых скарнов в этой зоне доказывают более позднее возникновение этих эпидозитов. Но, по видимому, в некоторых случаях имеет место одновременность образования железисто-гранатовых скарнов во внешней зоне и эпидозитов во внутренней, так как, иногда, эпидозиты не обнаруживают никаких реликтовых участков граната. В этих случаях осуществляются парагенезисы диаграммы (фиг. 7).

На диаграмме фиг. 4 (роговики с избытком кварца и магнетита) состав эпидота попал бы на сторону треугольника, между гроссуляром и основным плагиоклазом, сообразно с чем при понижении температуры эти два минерала все более замещаются эпидотом, причем гранат замещается, начиная с более богатых глиноземом, а плагиоклаз — с более богатых кальцием разновидностей. Однако стадия с одновременной устойчивостью граната и эпидота не характерна, не имела, видимо, длительного существования, т. е. соответствовала малому интервалу падающей температуры, и является, таким образом, переходной к стадии с диопсидом и эпидотом, но без граната, которая и будет называться пироксен-эпидотовой.

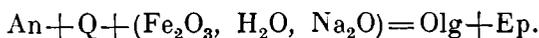
В пироксен-эпидотовую стадию устойчивы только кислые плагиоклазы типа олигоклаза и альбит-олигоклаза. Более основные плагиоклазы подвергаются распаду, давая олигоклаз с частицами кальцита, серицита и эпидота, образующимися за счет анортитовой молекулы плагиоклаза. Результат замещения зависит от подвижности компонентов, т. е. от интенсивности метаморфизма. При малой интенсивности метаморфизма, когда подвижны только H_2O , CO_2 , K_2O , Na_2O происходит реакция: $An + (CO_2, H_2O, K_2O) = Ser + Ka$; возможность такой реакции видна из того, что на диаграмме (фиг. 8) состав анортита лежит на прямой, соединяющей точки кальцита и серицита. При более интенсивном метаморфизме, когда частично подвижно также железо и кислород, происходит замещение:



или



При этой реакции магнетит породы растворяется, давая железо, необходимое для образования эпидота. Возможность этой реакции видна из расположения точек основного плагиоклаза (около 80% An) на прямой, соединяющей составы железистого эпидота с серицитом (фиг. 8) На той же диаграмме (фиг. 8) видно, что серицит в эту стадию является минералом, недосыщенным кремнеземом. Поэтому, при еще более интенсивном метаморфизме в кварцсодержащих породах имеет место исчезновение серицита, т. е. разложение основного плагиоклаза идет по формуле:



Все эти реакции идут и при более низкотемпературных стадиях метаморфизма (пропилитизация), при которых устойчив эпидот, с той разницей, что разложение плагиоклаза в таком случае идет не до олигоклаза, а до чистого альбита. Включение в разложенных плагиоклазах одного эпидота является характерным признаком интенсивно измененных пород. Серицит иногда частью сохраняется в самых внутренних частях зерен разложенного плагиоклаза, отсутствуя во внешних, сообразно с поступлением кремнезема через поверхность зерен.

В разделе о метаморфических и жильных минералах мы остановимся на том интересном и важном факте, что в изучаемом комплексе пород цоизит и клиноцоизит, т. е. бедные железом разновидности эпидота, нами вовсе не были встречены. Причиной этого, как будет видно, является малая глубинность комплекса, в связи с чем поле устойчивости цоизита вытесняется здесь полем пренита, так что цоизит неустойчив при любой температуре. Заметим также, что и в глубинных условиях, при более высоких температурах устойчив один эпидот, тогда как цоизит становится устойчивым при более низких температурах.

В пироксен-эпидотовую стадию, как и в рассмотренную выше роговиковую (фиг. 6), ассоциация клинопироксена с кислым плагиоклазом образуется только при низком содержании в породе железа, тогда как в более железистых породах вместо этого образуется амфибол с эпидотом.

Наиболее обычным для метаморфизованных туфов и порфиритов является парагенезис: амфибол + эпидот + олигоклаз.

Амфибол обладает свойствами уралитовой роговой обманки, т. е. близок к обыкновенной роговой обманке, но отличается некоторой волонистостью. Ортоклаз встречается, иногда, совместно с амфиболом, преимущественно в виде вростков в олигоклазе. Биотит для этих пород

очень редок. Клинопироксен заменяет роговую обманку в более известковых породах.

В качестве дополнительных минералов в каждой из указанных ассоциаций может присутствовать сфен (или лейкоксен), пирит или пирротин, апатит. Характерно исчезновение магнетита, обычно с замещением его губчатыми комочками лейкоксена, либо зернами колчеданов. Магнетит исчезает одновременно с развитием эпидота внутри зерен плаггиоклаза.

Породы с парагенезисами пироксен-эпидотовой ступени тесно связаны с породами роговиковой ступени, совместно с которыми они встречаются в контактовых ореолах интрузий, преимущественно во внешней их части. Это — метаморфизованные порфириты и туфы, первичная природа которых хорошо узнается в силу сохранения их структуры. В отличие от высокотемпературных ороговикованных пород, грануляция для этой стадии не характерна. Метаморфизм проявляется в развитии в породе обильных волоконцев роговой обманки, мелких зерен эпидота и в замещении магнетита лейкоксеном, пиритом или пирротинком.

Для пироксен-эпидотовой ступени в особенности характерно образование в контактах известняков с полевошпатовыми породами зон пироксеновых эпидозитов. Это происходит при вполне подвижном поведении железа и магния, каковому случаю соответствует диаграмма (фиг. 8). Как и для скарновых зон роговиковой стадии, роговая обманка здесь неустойчива и, даже при отсутствии привноса кальция, должна подвергнуться диопсидизации, в силу низкой активности железа. Характерно, что, в отличие от роговиковой стадии, такая диопсидизация роговой обманки имеет место здесь, повидимому, только около контактов с известняками, а вне их она не наблюдалась. Причина этого лежит очевидно в меньшей для этой стадии подвижности железа, активность которого в данном случае сильно зависит от среднего состава пород в метаморфизируемом участке. В известковых контактах образование эпидозитов осаждает из растворов много железа, в силу чего активность его (концентрация в растворах) здесь ниже, чем среди пород исключительно порфиритового состава. В роговиковую ступень, в силу большей подвижности железа, при более высоких температурах, также влияния местного состава имеют несравненно меньшее значение.

3. СРЕДНТЕМПЕРАТУРНАЯ СТАДИЯ — ПРОФИЛИТИЗАЦИЯ

1) АКТИНОЛИТ-ЭПИДОТОВАЯ СТУПЕНЬ МЕТАМОРФИЗМА

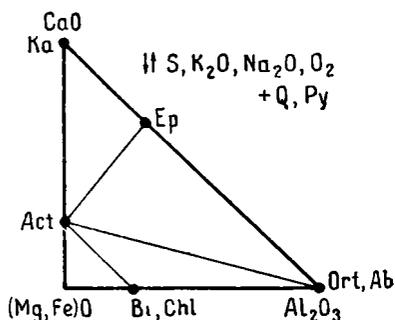
Минералогическими признаками этой ступени, по сравнению с предыдущей, являются: 1) исчезновение клинопироксена для пород любого состава; 2) принадлежность обычного амфибола этой стадии к актинолит-тремолитовому ряду; 3) разложение олигоклаза вплоть до олигоклазальбита.

Относительная подвижность элементов, повидимому, не отличается от таковой, данной для предыдущей стадии.

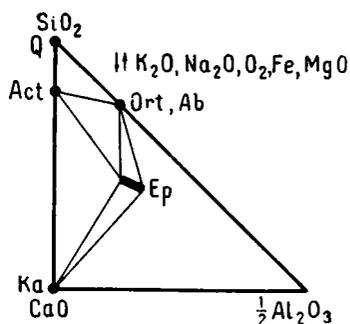
Довольно широко развиты порфириты, туфы и прочие породы, метаморфизованные в эту стадию, в условиях полной подвижности щелочных металлов и инертности магния, железа и, конечно, CaO , SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , P_2O_5 . От хлорит-эпидотовой ступени, описываемой ниже, эта фация пород отличается только наличием амфибола, но не по структуре пород.

Диаграмма состав — парагенезис для этих пород дана на фиг. 9. Породы порфиритового состава в эту стадию сложены олигоклаз-альбитом или

альбитом, актинолитом и эпидотом с кварцем, лейкоксенном, пиритом или реже пирротинном, апатитом. Замеры плагиоклаза в одних случаях дают олигоклаз-альбит (угол погасания, $\perp PM = -11.5^\circ$, т. е. 8% An), в других — чистый альбит (угол погасания, $\perp PM = -16.5^\circ$). В некоторых случаях, особенно типичных для южной группы рудников, альбит частично, пятнами или нацело замещен адуляром. Адуляр воднопрозрачен и, по замерам на Федоровском столике, имеет 2V обычно около

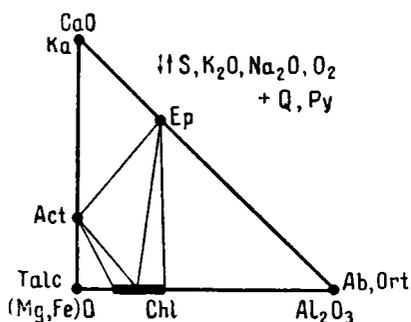


Фиг. 9. Парагенезисы актинолит-эпидотовой ступени.

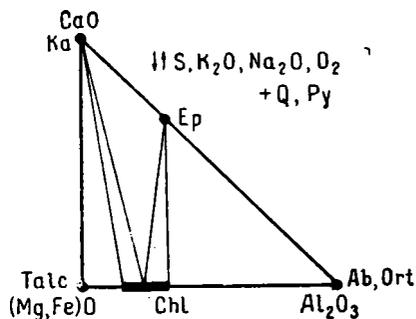


Фиг. 10. Парагенезисы актинолит-эпидотовой ступени при подвижности железа и магния

-60° (от -59 до -67.5). Большей частью адуляр встречается вместе с кварцем, в виде как бы заполнения мелких пор развѣдания метаморфизованной породы, давая в сечении типичные для адуляра контуры ромбов. Менее часто, кроме этих адуляровых пор, в породе наблюдаются зоны адуляризации альбита, с сохранением кристаллографической ориентировки зерен. Полностью адуляризованные породы, которые могли бы быть



Фиг. 11. Парагенезисы хлорит-эпидот-актинолитовой ступени



Фиг. 12. Парагенезисы хлорит-эпидотовой ступени

приняты за порфиры и их туфы, сравнительно редки. Такие «метаморфировые породы» были мной встречены среди пород Богословского и Троицкого медного рудников, вблизи инъектированных известняков и в самих этих известняках. Там же встречены ортоклазовые (адуляровые) эпидозиты, сложные эпидотом и ортоклазом, с примесью сфена и апатита.

Эти явления адуляризации приводят к выводу, что и в эту стадию, как и в более высокотемпературные, отношение концентраций K: Na в постмагматическом растворе соответствовало устойчивости ортоклаза, а не альбита. Поскольку олигоклаз в эту стадию становится неустойчив.

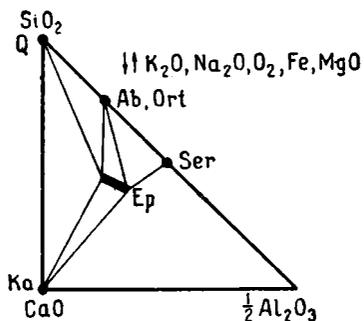
он нормально должен здесь распадаться (при наличии железа) на эпидот и ортоклаз. Однако в силу повсеместного преобладания в породах плагиоклаза, калий раствора быстро расходуется и активность его понижается, что и прекращает дальнейшее замещение. Более сильное проявление адуляризации около известняков связано, вероятно, с тем, что, при просачивании через известняки, первичный характер раствора лучше сохраняется, чем при просачивании через порфириты и туфы, так как щелочные металлы с известняком реагировать не могут.

Возвращаясь к диаграмме (фиг. 9), обратимся к парагенезисам, наиболее бедным кальцием. В таких условиях известен хлорит, но, повидимому, при несколько более высоких температурах, в пределах той же стадии, вместо хлорита появляется биотит. В известковых породах актинолит и эпидот могут ассоциироваться с кальцитом и, при инертности магния, одновременно с кварцем. Кальцит вместе с полевым шпатом (при наличии в породе железа) в условиях этой стадии не образуется, но может образоваться как гистерогенный минерал, обычно за счет разложения эпидота или актинолита.

Особо необходимо остановиться на вопросе о поведении железа при широко распространенном процессе пропилитизации, которая отвечает по температурным условиям как актинолит-эпидотовой, так и следующей хлорит-эпидотовой ступеням. При пропилитизации первичный магнетит целиком исчезает, а его железо частью входит в состав эпидота, а частью в состав пирита. Равномерно-рассеянное распределение пирита (FeS_2) в породе и замещение им магнетита показывают, что железо ведет себя при этом инертным образом, тогда как сера, привносимая при пиритизации, несомненно подвижна. Этот вывод об инертности здесь железа, получаемый путем применения правила фаз, подтверждается также тем, что при рассматриваемой пиритизации содержание железа в породе, видимо, не меняется.

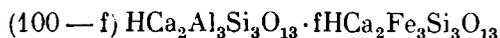
Мы уже отмечали замечательный факт отсутствия в изучаемой формации цоизита и клиноцоизита. В пропилитизированных породах эпидоты всегда оказываются богатыми железом, причем одинаково как в амфиболсодержащих, так и в более низкотемпературных хлоритсодержащих разностях. Согласно замерам Э. Н. Коржинской, эпидоты тех и других разностей обладают углами оптических осей от -73° до -67° (десять измерений), что, согласно диаграмме Винчелля (Winchell), указывает на состав от 28 до 40, в среднем 34% феррисиликатового минерала. Более бедные железом члены группы эпидота здесь отсутствуют. Несколько менее железистые эпидоты встречены в некоторых альбитовых эпидозитах ($2V = -81; -81.5$, т. е. около 18% феррисиликата), но клиноцоизит и цоизит в Турбинском рудном поле не встречены, хотя в некоторых породах, например, в эндоскарнах, бедных железом, он был бы очень уместен. Повидимому, клиноцоизит и цоизит неустойчивы в связи с малой глубиной комплекса, и, вместо цоизита, уже в рассматриваемую среднетемпературную стадию может появиться в породах, бедных железом, пренит.

При пропилитизации актинолит-эпидотовой ступени почти весь, а в хлорит-эпидотовую ступень весь кальций (фиг. 12) изменяемой полево-



Фиг. 13. Парагенезисы хлорит-эпидотовой ступени при подвижности железа и магния

шпатовой породы должен войти в состав эпидота, связав при этом соответствующее количество железа, тогда как избыток последнего входит в состав пирита или пирротина. Предельный состав эпидота, т. е. состав эпидота, ассоциирующего с пиритом, должен зависеть от активности как серы, так и кислорода, т. е. не может быть строго постоянным. Для того, чтобы удостовериться в возможности эпидотизации наших пород, с использованием эпидотом всего кальция и без привноса железа, нужно обратиться к химическим анализам. Мы видели, что все вулканогенные породы Турьи (порфириды, их туфы и туффиты) имеют довольно однообразный состав; преимущественно это—роговообманковые порфириды. Химические составы их приведены в табл. 1 стр. 5 и отчасти в табл. 7 стр. 118—119 (более измененные разности). Из формулы состава эпидота:



видно, что между процентным содержанием феррисиликатовой молекулы f и отношением числа атомов Fe : Ca имеется следующее равенство:

$$f = \frac{2}{3} \cdot 100 \frac{\text{Fe}}{\text{Ca}}. \text{ Отсюда мы можем из чисел анализов табл. 1 и 7 вычислить.}$$

какой получился бы состав эпидота при метаморфизме порфиров, если бы весь их кальций и все железо пошли на образование эпидота.

№ анализов	1 (1)	2 (1)	3 (1)	4 (1)	5 (1)	6 (1)	7 (1)	1 (7)	2 (7)	3 (7)
$f = \frac{2 \cdot 100 \cdot \text{Fe}}{3 \text{Ca}}$	79	47	61	60	50	57	52	39	68	46

Так как эпидоты с $f > 40\%$, согласно Винчелю (1927, стр. 356), вообще неизвестны и, видимо, неустойчивы, то этот расчет показывает, что при пропилитизации должен образоваться железистый эпидот, а часть железа окажется в избытке и даст с серой растворов колчедан. Следовательно, нет основания говорить о подвижности (привносе) железа при обычной пропилитизации, сопровождаемой эпидотизацией и пиритизацией. Отметим, что, в соответствии со сделанным пересчетом, пиритизация имеет место не во всех пропилитизированных породах, т. е. в некоторых породах все железо может войти в состав эпидота.

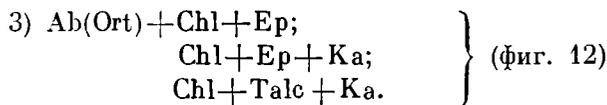
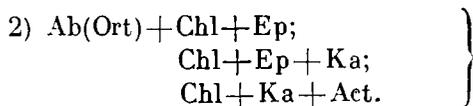
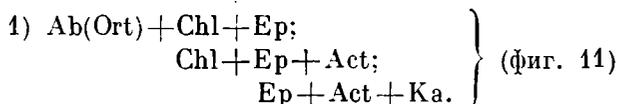
При наиболее интенсивном метаморфизме, когда становятся подвижными также железо и магний, осуществляются закономерности фиг. 10. В этих условиях происходит образование амфиболовых эпидозитов, встречающихся местами на Богословском и Суворовском рудниках. Эти амфиболовые эпидозиты распространены гораздо менее, чем пироксеновые и амфиболитизированные апопироксеновые эпидозиты, в которых первичный пироксен замещен амфиболом.

Метаморфизм актинолит-эпидотовой стадии выходит далеко за пределы ореолов роговиков. Хотя он распространен несомненно менее широко, чем метаморфизм следующей более низкотемпературной хлорит-эпидотовой стадии и проявляется ближе к интрузивным телам, в более ясной связи с последними, все же проявления этой стадии могут быть обнаружены в пределах Турьинского рудного поля почти на всех участках. Особенно он развит во вмещающих породах Суворовского рудника, висячем боку Промежуточной залежи южной группы рудников, в районе Васильевского рудника вокруг зоны роговиков и т. д. В отдалении от интрузив-

ных тел следы проявления этой стадии слабы, но все же почти повсеместно могут быть установлены, по крайней мере, там, где есть еще жилы диоритовых или диабазовых порфиритов. Так, актинолит изредка встречается в порфиритах и туфах участка плотины алюминиевого завода, хотя там резко преобладают либо свежие разности пород, либо разложенные в хлорит-эпидотовую стадию. В силу такого широкого распространения, вне непосредственной связи с контактами или зонами трещиноватости, явления метаморфизма актинолит-эпидотовой ступени вместе с хлорит-эпидотовой ступенью следует относить к явлениям пропилитизации, на чем мы остановимся далее.

2) ХЛОРИТ-ЭПИДОТОВАЯ СТУПЕНЬ МЕТАМОРФИЗМА

При дальнейшем понижении температуры ассоциация амфибола с полевым шпатом становится неустойчивой и вместо нее устанавливается равновесие эпидота с хлоритом и альбитом или ортоклазом (адуляром), характеризующее хлорит-эпидотовую ступень метаморфизма. В пределах этой ступени, по ассоциациям бесполовошпатовых пород можно было бы различать несколько подступеней, а именно для кварцсодержащих пород по падающим температурам:



Особенно характерной и широко развитой является последняя подступень, которую мы далее только и будем иметь в виду.

Ряд подвижности, как и для двух предыдущих ступеней, устанавливается примерно следующий:

H_2O , CO_2 , S, K_2O , Na_2O , O_2 , MgO, Fe, CaO, SiO_2 , P_2O_5 , Al_2O_3 , TiO_2 .

Широким распространением пользуется фация пород, измененных в эту стадию метаморфизма, при вполне подвижном поведении щелочных металлов и серы, но при инертном поведении магния, железа и других, ниже стоящих членов ряда подвижности. Опишем эту фацию пород, которые с полным основанием можно называть пропилитизированными. Парагенезисы в кварцсодержащих породах этой фации даны на диаграмме (фиг. 12).

При этой пропилитизации возникают псевдоморфозовые (паразитарные) структуры, при которых контуры первичных зерен породы сохраняются, хотя и теряют свою определенность.

Плагноклазы в более интенсивно измененных породах замещены альбитом с массивными зернами эпидота, причем альбит иногда содержит пятна параллельно-ориентированного ортоклаза (адуляра). Иногда альбит полностью замещен адуляром, как и в предыдущей фации. В менее интенсивно измененных породах альбит содержит, наряду с более мелкими зернышками эпидота, также частицы серицита, хлорита, гораздо

реже кальцита. Роговая обманка и клинопироксен замещаются хлоритом с кальцитом и эпидотом. Магнетит растворяется, оставляя губчатые комки лейкоксена, в других случаях наблюдается замещение магнетита пиритом, реже пирротином. В отдельных случаях, при таком замещении в пирите наблюдались пластиночки черного рудного минерала, повидимому, ильменита, который первоначально, вероятно, заключался в магнетите и остался нетронутым при замещении пиритом. Нередко магнетит замещен пиритом с каемками эпидота или одним эпидотом. Часто в породе встречаются мелкие поры, выполненные адуляром и кварцем.

Таким образом, характерными минералами этой фации пропилитизированных пород являются альбит, адуляр, кварц, эпидот, хлорит, пирит (реже пирротин), лейкоксен, апатит. Вне соприкосновения с альбитом встречается кальцит и вне соприкосновения с кварцем — серицит. Как гистерогенные минералы, замещающие эпидот, встречаются пренит, кальцит, пумпеллит. Вдоль прожилков нередко наблюдается цеолитизация.

Вкрапленный пирротин распространен в районе южной группы рудников и Суворовского рудника, т. е. там, где пирротин слагает также существенную часть руд. В главе IV «Вопросы орудуения» мы покажем, что это, видимо, связано с основным составом интрузий в этих районах.

При менее интенсивном метаморфизме число одновременно устойчивых минералов в породе увеличивается, но минералы остаются те же.

При особо интенсивных процессах, в отдельных зонах становятся подвижными также железо и магний. Диаграмма парагенезисов для этого случая дана на фиг. 13. На этой диаграмме видно, что в этих условиях кварц и кальцит не реагируют между собой и, наоборот, такие минералы, как актинолит и клинопироксен должны здесь разлагаться на кварц и кальцит, с выносом растворами магния и железа. Но полевые шпаты и здесь должны отделяться от кальцита зоной эпидота.

Эта ступень очень часто накладывается на более высокотемпературные эпидозиты, обуславливая обычное растворение пироксена и амфибола при сохранении эпидота; амфибол при этом частично сохраняется в виде тончайших волокон, вросших в кварце.

При обычной пропилитизации кислород ведет себя в общем подвижно. Это видно из того, что при эпидотизации содержание кислорода в породе должно существенно увеличиваться, так как эпидот содержит окисное железо, а первичные минералы пород преимущественно — закисное. С другой стороны, имеет место замещение магнетита колчеданами, с выделением кислорода. Но нередко зерна пирита, замещающие магнетит (в псевдоморфозах по магнетиту или, иногда, с реликтовыми участками магнетита в ядре), имеют закономерную оболочку эпидота, что даже дает возможность отличать в проходящем свете пирит от магнетита. Эти оболочки показывают, что, при замещении магнетита пиритом, вытесняемый кислород способствовал образованию здесь же эпидота, т. е. минерала с окисным железом, поглощавшим этот избыток кислорода. В данном случае проявилась, следовательно, некоторая инертность кислорода. С другой стороны, в мелких скоплениях эпидота, образующихся при реакционно-метасоматических явлениях в пропилитизированных толщах и сопровождаемых привнесом железа, среди свежих неразложившихся зерен эпидота, часто рассеяны мелкие зерна пирита. Здесь отложение эпидота, повидимому, влекло за собой осаждение пирита. Эта связь должна иметь место, если железо находилось в растворе в закисной форме, как в более растворимой; тогда отложение эпидота сопровождалось поглощением кислорода, и недостаточная подвижность последнего влекла понижение его активности, благоприятное для осаждения колчедана.

Метаморфизм в хлорит-эпидотовую ступень достигает максимума своего распространения, проявляясь решительно во всех частях рудного поля, вне видимой связи с контактами интрузии, как это свойственно более высокотемпературным стадиям, или с линиями разломов, связь с которыми свойственна более низкотемпературным стадиям.

Можно заметить, что метаморфизм этой ступени более интенсивно и равномерно проявляется в некотором удалении от интрузивных массивов и его роговиковых ореолов, к которым примыкают обычно частично разложившиеся породы с очень мелкими новообразованиями. Наиболее интенсивно пропилитизация этой ступени проявляется в районе южной группы рудников, особенно в Богословском руднике; менее интенсивна она в районе Суворовского рудника; в обоих районах крупные интрузии отсутствуют.

3) О ПРОПИЛИТИЗАЦИИ

Пропилитизацией называется особый вид метаморфизма, свойственный слабо размытым вулканическим комплексам, преимущественно андезитового общего состава. Пропилитизация, как правило, служит признаком того, что данный вулканический комплекс содержит рудные жилы эпитермального типа, т. е. жилы, образовавшиеся вблизи поверхности. По заключению Линдгрена (Lindgren, 1935, т. III, стр. 13), эпитермальные месторождения «не имеют ничего общего с поверхностными вулканическими явлениями», так как растворы здесь имеют глубинное происхождение, хотя и отлагают металлы около поверхности. Точно так же и пропилитизация вовсе не связана с фумаролами или вообще выделениями остывающих покровов, а развивается в последнюю стадию формирования вулканических комплексов, после внедрения гипабиссальных интрузий.

Нередко понятие о пропилитизации связывается со столь специфическими явлениями, как алунитизация, каолинизация, образование гипса или ангидрита. Однако эти явления имеют место не при всякой пропилитизации. В этом отношении очень интересна статья Котса (R. Coats, 1940), который дал в ней описание явлений пропилитизации в районе третичных серебряно-золотых жил месторождения Комсток (США, Невада), где впервые Рихтгофеном в 1868 г. было создано понятие «пропилиты». Здесь имеется толща около 600 м мощностью пироксеновых и роговообманковых третичных андезитов и их туфов. Они прорваны штоком диорита. Все эти породы пересечены сбросом Комсток (угол падения 35° на ВСВ), с перемещением по нему 700 м до и 450 м после минерализации. Пропилитизация развита особенно к С и Ю от штока диоритов и окружающей его зоны термального метаморфизма. Пропилитизация не обнаруживает какого-либо отношения к строению покровов, но в общем интенсивность ее ослабевает с удалением от интрузии. Пропилитизированные породы не обнаруживают катаклаза или иных следов воздействия стресса. Пространственная связь с жильными трещинами отсутствует, хотя, иногда, изменение усиливается у систем трещинок. Типичные пропилитизированные породы сложены альбитом, эпидотом (и клиноцоизитом?), хлоритом, кальцитом, кварцем, пиритом. Для клиноцоизита какой-либо константы не дается и его наличие нам кажется сомнительным. Этот состав соответствует нашей хлорит-эпидотовой ступени. Амфибол и адуляр не упоминаются. Кроме пропилитизации указываются другие, более поздние и менее распространенные виды изменения, а именно: развитие цеолитов, гипса и ангидрита, спилификация, серицитизация.

Таким образом, видно, что как общие геологические условия, так и петрографо-минералогические особенности классического явления пропилитизации весьма сходны с тем, что имеет место на Турье; можно отметить лишь отсутствие у нас гипса или ангидрита, что не является, конечно, решающим.

Пропилитизацией до сих пор обозначались в основном кайнозойские явления. Это объясняется тем, что для более древних комплексов пропилитизация часто замаскирована более глубинными метаморфическими процессами. Оpozнание пропилитизации имеет большое геологическое значение и потому на ее признаки должно быть обращено особое внимание. Поэтому придется остановиться на нашем понимании пропилитизации.

Пропилитизация развивается в вулканических комплексах после внедрения в них интрузий той же магмы, причем этому внедрению соответствует слабая фаза складчатости. Пропилитизация тесно связана с оруденением в том смысле, что они обусловлены разными этапами той же постмагматической деятельности. Общей андезитовый характер магмы, по видимому, имеет существенное значение, так как в комплексах другого состава метаморфизм проявляется иным образом; так, в более кислых комплексах сильно развита силицификация.

Для пропилитизированных комплексов типично отсутствие всякой сланцеватости и малое распространение катаклаза, так как их изменение шло в условиях весьма малых глубин. Вместе с тем, пропилитизация захватывает большие толщи пород, проявляясь еще на расстоянии нескольких километров от выходов интрузий. Это представляется на первый взгляд странным потому, что в более глубинных условиях широкое распространение метаморфизма всегда связано с региональным расщеплением пород, создающим пути следования для раствора. Это широкое распространение пропилитизации обусловлено, с одной стороны, трещиноватостью пород, дислоцированных у самой поверхности, с образованием крупных разломов; с другой стороны, изменение облегчается пористостью еще не измененных толщ туфов и лав.

Пропилитизация совершается в условиях некоторого интервала средних температур, характеризуемого устойчивостью эпидота, альбита, хлорита, пирита и т. д. В некоторых случаях для пропилитов указывается и амфибол, т. е. соответственно нашим хлорит-эпидотовой и актинолит-эпидотовой ступеням равновесия. Характерным для пропилитизации является, по видимому, также данный нами выше ряд относительной подвижности элементов.

Цоизит, а вероятно и клиноцоизит, в условиях, близких к поверхности, неустойчивы (Коржинский, 1940а) и при пропилитизации должны быть не образуются, как это видно на Турье. В связи с малой же глубиной найдется широкое развитие более поздних минералов — пренита и пумпеллитита; последний, впрочем, в других районах пропилитов пока не определен. Кроме того, на Турье ряд других абиссофобных минералов доказывает малую глубину формирования этого комплекса (датолит, апофиллит, ильвант).

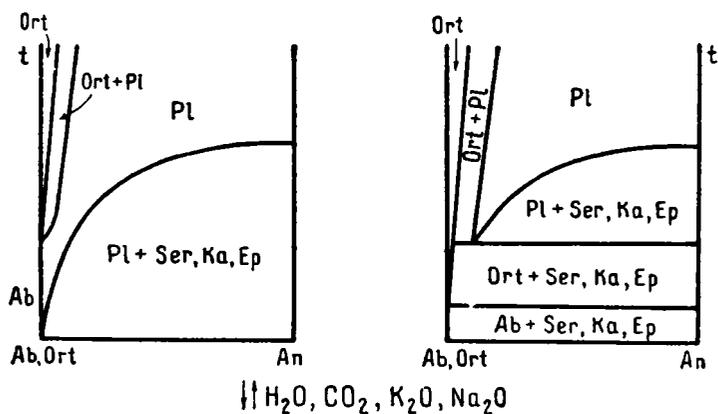
Но особенно характерным для метаморфизма, связанного с вулканическими комплексами, является адуляризация. В глубинных условиях замещение кислого плагиоклаза ортоклазом наблюдается довольно редко и исключительно при высоких температурах последних стадий кристаллизации магм и при образовании их роговиковых или мигматитовых контактов, притом только в связи с магмами с повышенным содержанием калия. В этих условиях кислый олигоклаз может заместиться ортоклазом с более основным плагиоклазом, как это иногда наблюдается в

роговиках и мигматитах (контактовые аптиты). При постмагматических, особенно более низко температурных «гидротермальных» процессах в глубинных условиях ортоклаз никогда не образуется, а встречаемый этими растворами ортоклаз всегда подвергается альбитизации.

В магмах нормального ряда уже в последние стадии кристаллизации происходит замещение ортоклаза олигоклазом с кварцем в форме мirmekита, а немного позднее альбитизация. Таким образом, в магмах нормального ряда уже непосредственно вслед за их кристаллизацией, в момент «дейтерических» реакций, ортоклаз замещался олигоклазом и альбитом. В этих глубинных условиях адуляр, т.е. низкотемпературная разновидность ортоклаза, вовсе не образуется.

Наоборот, в условиях малых глубин адуляр имеет весьма широкое распространение. Он обычен уже в альпийских жилах, т.е. горизонтальных или пологих минерализованных трещинах, свойственных тем толщам метаморфических сланцев, которые образуются на относительно небольшой глубине. Но особенно характерен адуляр для эпитермальных месторождений, где он неизменно встречается как в самих жилах, так и в измененных, в частности пропилитизированных, боковых породах. Уже в мезотермальных месторождениях, образующихся на несколько большей глубине, адуляр, согласно Линдгрену, редок. В условиях, близких к поверхности, например, при пропилитизации, замещение альбита адуляром имеет место независимо от типа магмы и, повидимому, может протекать до весьма низких температур, например в 100° (Линдгрен, 1935, вып. III, стр. 12).

Соотношение между плагиоклазами и ортоклазом, в зависимости от температуры, при подвижном поведении щелочных металлов, может быть



Фиг. 14. Соотношение между ортоклазом и плагиоклазом при постмагматических процессах с вполне подвижным поведением щелочных металлов, в зависимости от температуры

Соотношение Фиг. 14а типично для больших и средних глубин, а Фиг. 14б — для малых глубин

пояснено диаграммой Фиг. 14а — для глубинных условий и 14б для гипабиссальных. Различие сводится к тому, что температура, при которой, в условиях нормального постмагматического раствора (щелочные металлы подвижны), ортоклаз начинает подвергаться альбитизации, с приближением к поверхности понижается. Одновременно, с понижением тем-

температуры происходит разложение («деанортизация») плагиоклаза, с образованием на месте анортитового минала серицита, кальцита, эпидота. Поле ортоклаз (адуляр) + серицит, кальцит, эпидот появляется при этом только на малых глубинах.

Альбит ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) и адуляр (KAlSi_3O_8) имеют сходный состав, отличаясь лишь природой щелочного металла. Из уравнения их равновесия с раствором: ($\text{Ab} + \text{K} = \text{Ort} + \text{Na}$) видно, что константа равновесия этой реакции выражается через отношение: $C_k : C_{\text{Na}} = \text{Const}$. Следовательно, устойчивость адуляра вместо альбита вблизи поверхности при тех же температурах может быть объяснена только более высокой в данном случае величиной этого отношения $C_k : C_{\text{Na}}$, чем в глубинных условиях.

Причины такого закономерного изменения с глубиной постмагматических растворов в настоящее время еще не могут быть установлены с достоверностью. Но следует указать на фактор, который должен иметь в этом вопросе значение.

Вспомним нашу гипотезу, что образование лампрофиров связано с повышением концентрации щелочных металлов в остаточной магме. При этом происходит, как показало изучение лампрофиров Турьи, не только повышение концентрации щелочей, но и повышение отношения их концентраций $C_k : C_{\text{Na}}$ или, что то же, повышение величины разности химических потенциалов $\mu_k - \mu_{\text{Na}}$.

На диаграмме (фиг. 3) все точки какой-либо прямой, наклоненной к оси абсцисс под углом 45° , обладают одной величиной отношения C_k / C_{Na} или разности $\mu_k - \mu_{\text{Na}}$. Величина этого отношения или разности возрастает с перемещением прямой вправо. Граница полей III и IV диаграммы (фиг. 3) наклонена под углом 45° , поэтому переход в лампрофиров к парагенезисам поля IV, наблюдаемый у нас в микромонцонитах, доказывает повышение отношения C_k / C_{Na} в остаточной магме. Это повышение, вероятно, имеет место и для спессартитов и вогезитов. Далее мы укажем на тот факт, что в гранитоидных формациях, наиболее глубинных, сопровождаемых глубинной инъекцией, с образованием мощных толщ гнейсов, лампрофиры совершенно отсутствуют. С нашей точки зрения это естественно объясняется тем, что с глубиной застывание идет более медленно и в условиях, более благоприятствующих диффузии, благодаря чему скопление в магматическом остатке столь подвижных элементов — щелочных металлов, и особенно калия — затрудняется и, наконец, вовсе не находит места, в силу этого не образуются и лампрофиры. Чем ближе к поверхности, тем условия для диффузии в остаточной магме менее благоприятны, в силу чего остаточная магма и постмагматические растворы обогащаются щелочными металлами. Для более подвижного калия различие в этом отношении с глубиной будет более резким, чем для менее подвижного натрия. Это обогащение остатка щелочными металлами, особенно калием, проявляется на малых глубинах в развитии обильных лампрофирных жил и позднее в явлении адуляризации.

Наряду с адуляризацией для пропилитизированных формаций, в частности и для Турьи, типична цеолитизация. В более глубинных комплексах цеолиты появляются только в связи с породами повышенной щелочности (щелочные породы). Повышенная концентрация щелочных металлов в растворе, повидимому, необходима для образования большинства цеолитов. В условиях, близких к поверхности, цеолитизация обычна для самых различных формаций, развиваясь не только в пропилитизированных формациях, но и в покровах базальтов и т. д. Эта особенность формаций малой глубинности связана, вероятно, с тем же обогащением здесь щелочными металлами магматических остатков, в связи с неблагоприят-

ятными условиями для их подвижности, сравнительно с глубинными формациями.

На основании всех этих признаков с полным основанием можно говорить о пропилитизации пород Турьи, видя здесь умеренно размытый девонский вулканический комплекс со свойственным вулканическим комплексам метаморфизмом.

4. НИЗКОТЕМПЕРАТУРНАЯ СТАДИЯ — ОКОЛОТРЕЩИННЫЙ МЕТАМОРФИЗМ

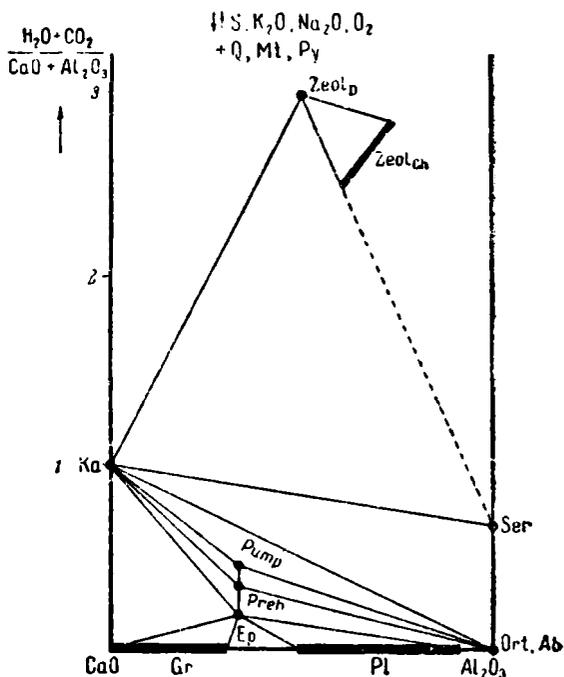
1) ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

При дальнейшем понижении температуры эпидот становится неустойчивым и разлагается. Эта реакция разложения эпидота позволяет легко отличать метаморфизм стадии пропилитизации от более низкотемпературных изменений. Вместе с тем оказывается, что эти последующие изменения резко отличаются от пропилитизации и характером развития. Именно, наиболее низкотемпературные из них проявляются только непосредственно

около трещин и зон разломов и катаклаза, а вне этих зон, в массе пород, не затронутых катаклизмом, вовсе не проявляются. Благодаря этому обстоятельству, наиболее низкотемпературные изменения могут быть использованы как признак зон трещиноватости. Это и дает нам основание объединить разнообразные низкотемпературные изменения в *стадию околотрещинного метаморфизма*, хотя менее низкотемпературная часть их (развитие пренита, пумпеллита) не совсем подчиняется такой узкой локализации.

В силу более узкого развития явлений этой стадии, выделение температурно-минералогических ступеней равновесия, на основании одних эмпирических данных, здесь труднее, чем при более высокотемпературных явлениях. Поэтому мы сначала воспользуемся теоретическим построением, основанным на том принципе, что понижение температуры вызывает реакции с поглощением воды и углекислоты.

На диаграмме составов (фиг. 15) будем отлагать слева направо молекулярное отношение $Al_2O_3 : (Al_2O_3 + CaO)$ от чистого CaO слева до Al_2O_3 справа; сверху — отношение молекулярных количеств $\frac{H_2O + CO_2}{CaO + Al_2O_3}$ иначе говоря, состав H_2O, CO_2 поместим в бесконечно удаленной точке).

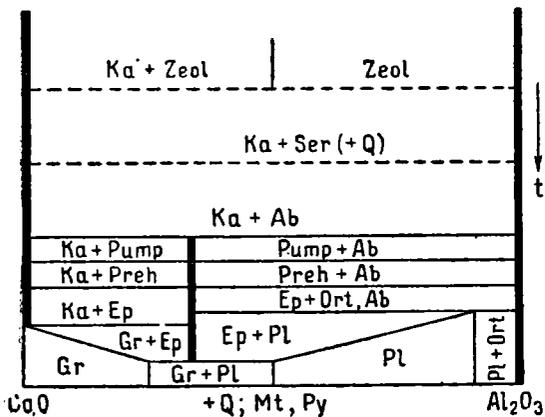


Фиг. 15. Диаграмма составов, показывающая содержание воды и углекислоты в различных известковых алюмосиликатах

На этой диаграмме изобразим составы минералов наших пород, содержащих кварц и рудный минерал (магнетит, гематит, пирит, пирротин), т. е. пород, насыщенных кремнеземом и железом, при вполне подвижном поведении щелочных металлов, серы и кислорода. Такими минералами будут: гранаты, плагиоклазы, ортоклаз и альбит, эпидот, пренит, пумпеллит, кальцит, серицит, цеолиты (десмин, шабазит). Соединим далее линиями те пары минералов, которые встречаются совместно, в стыках друг с другом. Это будет собственно диаграмма состав—парагенезис. В силу вполне подвижного поведения H_2O и CO_2 при всяком метаморфическом процессе, при произвольной температуре будут устойчивы одновременно не более двух минералов этой диаграммы, причем при понижении температуры, при определенных значениях последней, происходят реакции с поглощением H_2O и CO_2 , т. е. с перемещением точки состава на диаграмме (фиг. 15) кверху на следующую конноду. Исходя из этих соображений, можно преобразовать диаграмму (фиг. 15) в диаграмму (фиг. 16), где горизонтальная координата имеет то же значение, а по вертикальной координате откладывается температура, возрастающая книзу. Из этой диаграммы (фиг. 16) вытекают следующие температурные ступени равновесия для пород, насыщенных кремнеземом и железом:

1. Гранат-плагиоклазовая ступень. Эпидотеще не образуется. Устойчивы ассоциации: Gr, Gr+Pl, Pl, Pl+Ort.

2. Гранат-эпидотовая ступень. Эпидот устойчив как с гранатом, так и с плагиоклазом, причем, при понижении температуры и при наличии железа, в растворе или в виде магнетита, гроссуляриновая молекула граната или апортитовая молекула плагиоклаза все в большей



Фиг. 16. Диаграмма состав—температура, выведенная из диаграммы фиг. 15

степени замещаются эпидотом, который становится, наконец, устойчив с андрадитом или с олигоклазом.

3. Эпидот-ортоклазовая ступень. Эпидот устойчив с одной стороны с ортоклазом (адуляром) или с альбитом с другой — с кальцитом. Гранат и плагиоклазы неустойчивы.

4. Пренитовая ступень.

5. Пумпеллитовая ступень.

6. Кальцит-альбитовая ступень.

7. Кальцит-кварц-серицитовая ступень.

8. Цеолитовая ступень.

Три первых из этих ступеней были уже рассмотрены выше. Последующие ступени хорошо подтверждаются наблюдениями и они будут рассмотрены ниже. Несколько особняком стоит, как увидим ниже, цеолитовая ступень.

При рассмотрении низкотемпературных реакций мы встречаемся с одной общей их особенностью, на которой следует остановиться. Эта особенность связана с тем естественным правилом, что всякое превращение легче всего протекает в системах, наиболее далекших от состояния равно-

весьня. Так, метаморфизм легче всего проявляется в стекловатых породах, наименее равновесных. Отсюда следует, что образование пренита, пумпеллиита или цеолитов легче будет совершаться за счет основных плагиоклазов, а в эпидотизированных породах будет проявляться реже. Действительно, всякое превращение, т. е. перегруппировка атомов, связана с некоторой затратой работы. Источником этой работы является разность термодинамических потенциалов между исходным и конечным состояниями и эта разность будет наибольшей для состояний, наиболее далеких по условиям своего образования.

В противоположность «правилу ступеней» Оствальда можно сказать, что при минеральных превращениях «пропуск ступеней» облегчает превращение (Коржинский, 1944б).

Порядок подвижности компонентов для низкотемпературной стадии может быть дан следующий:

H_2O , CO_2 , S, K_2O , Na_2O , Cu, O_2 , SiO_2 , CaO, MgO, Fe, P_2O_5 , Al_2O_3 , TiO_2 .

По сравнению с тем, что имеет место при пропилитизации, характерна весьма большая подвижность кальция и особенно кремнезема, и малая подвижность железа.

2) ПРЕНИТОВАЯ СТУПЕНЬ

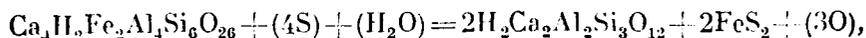
В условиях малых глубин пренит может образоваться при сравнительно высоких температурах, заступая место цонзита более глубинных комплексов и образуясь вслед за разложением гроссуляра (Коржинский, 1940а, стр. 54—56). Такое соотношение должно иметь место и в нашей формации, поскольку цонзит у нас не обнаружен. Однако в силу достаточного содержания в породах Турьи железа, а также подвижности и достаточной активности щелочных металлов, образование пренита имеет место только при более низких температурах, когда эпидот становится неустойчивым; при средних температурах, например, в стадию пропилитизации, в силу достаточного содержания в породах Турьи железа, вместо пренита образуется эпидот.

Действительно, только в единичных случаях своего образования пренит по структурным особенностям кажется одновременным с эпидотом или даже с актинолитом (шлиф № 4218); в громадном большинстве случаев пренит является явно более поздним, чем эпидот.

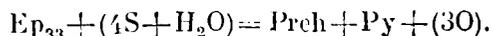
Пренитизация породы редко бывает полной. Обычно пренит развивается в виде сети прожилочков в разных полевошпатовых породах, особенно богатых известью, а также в эпидозитах и эпидоскарнах. Если эти породы содержат также прожилки эпидота, то последние секутся прожилками пренита, а иногда эпидотовые прожилки в центральной части содержат пренит. Особенно много пренита развивается в десилицированных околоскарновых порфиритах, имеющих особенно основной состав. Но прожилки пренита обычны и в пропилитизированных породах, сложенных альбитом с эпидотом, чем доказывается более поздний возраст пренита.

Помимо прожилков, широко распространено развитие пренита за счет замещения эпидота, с выпадением железа эпидота в виде пирита или пирротина. При этом на месте эпидота появляются лапчатые зерна колчедана с каемками пренита и с реликтами эпидота. Такое замещение эпидота широко распространено среди пропилитизированных пород, по

редко доходит до полного исчезновения эпидота. Формула этого замещения следующая:



т. е.



(Символ Er_{33} обозначает эпидот, содержащий 33 мол. % феррисиликатовой молекулы).

3) ПУМПЕЛЛИТОВАЯ СТУПЕНЬ

Пумпеллит на Турье распространен менее, чем пренит и главное — значительно менее равномерно. Особенно часто пумпеллит встречается в слабо затронутых пропилитизацией вулканогенных породах северо-западной части рудного поля (например, скв. № 175 ФГМ), тогда как в сильно пропилитизированных породах центральной части рудного поля, т. е. в породах, вовсе не содержащих реликтов первичных высокотемпературных минералов, пумпеллит является редкостью. Вероятно, это объясняется вялостью реакции замещения эпидота пумпеллитом. В отдельных случаях все же наблюдалось замещение эпидота зернами пирита с каемкой пластинок пумпеллита, вполне подобно тому, как это было отмечено выше для пренита. В породах, только частично пропилитизированных, содержащих участки неразложившегося плагиоклаза и роговой обманки, пумпеллит образует войлоковидные скопления, сопровождаясь также хлоритом, эпидотом. Обычно пумпеллит обособляется в прожилках и в заполнении пор.

С другой стороны, пумпеллит встречается иногда в трещинах брекчированных полевошпатовых пород, в сопровождении пренита и цеолитов. Так, в отвалах Николю-Подгорного рудника встречаются трещиноватые, сильно цеолитизированные породы. Они содержат (шлиф № 47) свежие зерна обыкновенной (т. е. высокотемпературной) роговой обманки и диоксида (вероятно, метасоматический), тогда как плагиоклаз большей частью замещен изотропным цеолитом, но сохранились и реликтовые участки свежего плагиоклаза среднего состава; присутствуют эпидот, пренит, кварц, пирит; пумпеллит образует прожилки вместе с изотропным цеолитом.

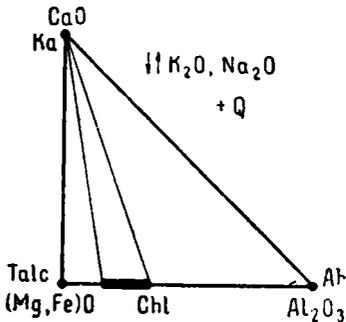
Таким образом, для пумпеллита характерно то, что он встречается в породах частично разложившихся, сохранивших реликты высокотемпературных минералов. Это может быть объяснено вялостью реакции его возникновения из более близких по условиям образования минералов — эпидота и пренита.

Все же причины неравномерного распространения пумпеллита не являются вполне выясненными, и, возможно, здесь влияют другие факторы. Именно, в связи с содержанием в пумпеллите небольшого количества железа (и магния), может иметь влияние активность серы в растворе, обуславливающая переход железа из силикатной формы в сульфидную; низкая активность серы, в стороне от главных зон метаморфизма и оруденения, должна благоприятствовать образованию железосодержащего силиката пумпеллита, вместо ассоциации пренита с пиритом, которые могут образоваться при более высокой активности серы.

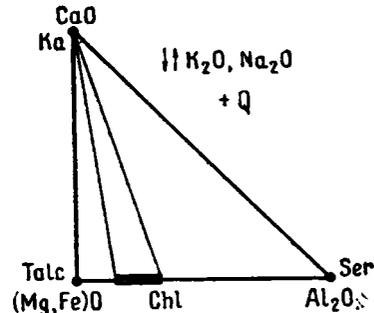
4) КАЛЬЦИТ-АЛЬБИТОВАЯ И КАЛЬЦИТ-КВАРЦ-СЕРИЦИТОВАЯ СТУПЕНИ

Кальцит-альбитовая ступень характеризуется устойчивостью кальцита с альбитом и неустойчивостью эпидота, пренита, пумпеллинита и ассоциации кварца с серицитом. В эту ступень устойчивы также хлорит, тальк, кварц, лейкоксен, пирит, причем тальк с альбитом не встречается, как это выражено на диаграмме состав — парагенезис этой ступени (фиг. 17). Горды порфиритового состава в эту стадию подвергаются следующему разложению: плагиоклаз замещается альбитом (0% An) с частицами серицита, кальцита и хлорита; цветной минерал замещается хлоритом с кальцитом; магнетит замещается пиритом или гематитом и лейкоксом. Содержание кварца при простом разложении не изменяется.

Замечательно, что горды этой ступени всегда связаны с зонами разлома и катаклаза, на расстоянии не свыше нескольких метров от них. Поэтому это изменение может служить признаком соседства зоны разломов. Часто горды этой ступени содержат сыпь гематита или более поздние гидроокислы железа, что придает гордам зоны катаклаза красноватый цвет.

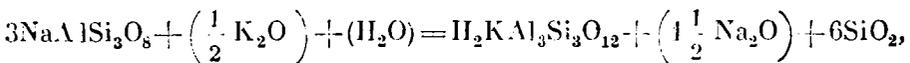


Фиг. 17. Парагенезисы кальцит-альбитовой ступени

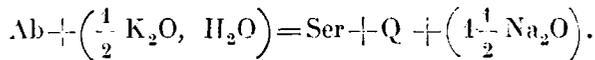


Фиг. 18. Парагенезисы кальцит-кварц-серицитовой ступени

Кварц-серицитовая ступень (фиг. 18) отличается только неустойчивостью альбита, замещаемого серицитом с кварцем, согласно реакции:



т. е.



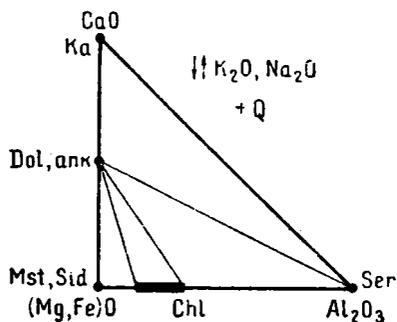
Эта реакция, как было указано, может быть обусловлена одним понижением температуры, поскольку она сопровождается поглощением воды, что и служит основанием для выделения двух ступеней равновесия. Но эта реакция сопровождается также значительным перемещением щелочных металлов, особенно натрия, и поэтому содержание последнего в исходной горде, при недостаточно быстром выравнивании концентрации раствора, должно иметь существенное значение. При постоянной температуре константа равновесия этой реакции, согласно с количествами участвующих атомов щелочных металлов, выражается через отношение $C_{\text{Na}}^3 : C_{\text{K}}$, т. е. концентрация натрия имеет особо большое значение. При замещении горды, бедных натрием, например, эпидозитов, даже в альбитовую темпе-

ратурную ступень может, при недостаточно быстром притоке натрия, происходить осаждение серицита. И действительно, ни разу не наблюдалось замещения эпидозитов кальцит-альбитовыми породами. С другой стороны, в кварц-серицитовую ступень, при недостаточно быстром выносе натрия, плагиоклазы могут замещаться альбитом, вместо серицита с кварцем. И действительно, замещение плагиоклазов кварцем с серицитом наблюдается только в самых зонах разломов и в боках кварцевых жил, тогда как в стороне от них образуются кальцит-альбитовые породы.

Таким образом, мы полагаем, что в равновесии с нормальным постмагматическим раствором в зависимости от температуры будет находиться либо кальцит с альбитом, либо, при более низкой температуре, кальцит с кварцем и серицитом. Однако в стороне от главных каналов развития этих двух ассоциаций будет определяться не столько температурой, сколько содержанием натрия в исходной породе.

Преимущественное отложение колчеданов, особенно халькопирита, имеет место в кальцит-кварц-серицитовую ступень равновесия, превращения которой накладываются на подвергающиеся оруденению породы. При этом эпидот и гранат замещаются серицитом с кварцем, кальцитом и гематитом или колчеданом, плагиоклаз — серицитом с кварцем и кальцитом, роговая обманка — хлоритом с кальцитом; салит — кварцем и кальцитом с тальком и гематитом или колчеданом; иногда в оруденелых салитовых скарпах появляется также мелкочешуйчатый биотит. Эти превращения легко вывести из сопоставления диаграммы состав—парагенезис этой стадии (фиг. 18) с таковыми более высокотемпературных стадий.

В зонах разломов условия для перемещения элементов становятся весьма благоприятными, подвижность всех элементов возрастает и в приведенном выше ряду подвижности часто ведут себя вполне подвижно все элементы, начиная с MgO , тогда как Fe , P_2O_5 , Al_2O_3 и TiO_2 еще сохраняют инертность. В силу этого измененные породы часто бывают сложены только четырьмя минералами: рудным минералом (халькопирит, пирит или гематит), апатитом, лейкоксенном и хлоритом или серицитом, при этом первичный глинозем породы входит либо в серицит, либо в хлорит, в зависимости от концентрации



Фиг. 19. Парагенезис серицит-доломитовой ступени

магния в растворе. Обычно устойчив бывает хлорит, которым и замещаются все алюмосиликаты породы — полевые шпаты, эпидот, гранат, серицит. Так как при этом осаждается магний раствора, то, при недостаточной подвижности магния, в силу понижения его концентрации, может частично сохраниться и серицит. Сопровождение колчеданов сплошными массами хлорита с примесью апатита и лейкоксена очень характерно для некоторых руд, залегающих как среди скарпов или эпидозитов, так и в зонах смятия среди туфов (Разовские шурфы).

В приведенном для околотрещинного метаморфизма ряду подвижности впереди магния, вслед за щелочными металлами стоят S , Cu , O_2 , SiO_2 , CaO , MgO . Так как медь и сера подвижнее магния, то в зонах, благоприятных для миграции вещества, где магний становится подвижным, при наличии в породах железа, должно происходить также образование пирита и халькопирита. Этим объясняется постоянная ассоциация

хлоритизированных и хлоритовых метасоматических пород Турьи с меденосными колчеданами.

В этом же случае вполне подвижно ведут себя, как это выражено рядом подвижности, также кальций и, особенно, кремнезем, которые становятся избыточными, вполне подвижными компонентами. Именно, эти компоненты, в виде кварца и кальцита, могут легко перемещаться в зонах смятия, отлагаясь в местах ослабленного давления, что особенно типично для более подвижного кварца. Таким путем образуются кварцевые и кальцитовые жилки среди пород, насыщенных кварцем и кальцитом. Кварц, или кальцит, или оба вместе часто остаются и в самой хлоритизированной породе, так как объем исходной породы обычно больше, чем объем хлорита, образующегося за счет глинозема этой породы. Но несомненно наблюдаются также случаи «метасоматической контракции», т. е. уменьшение объема при замещении, с образованием на месте полевошпатовых пород скоплений хлорита и серицита с рудными минералами, в то время как выносимый при этом кварц образует поблизости кварцевые жилы (Разовские шурфы).

При наиболее благоприятных для перемещения компонентов условиях, т. е. в наиболее трещиноватых зонах, обнаруживается также существенная подвижность железа. Если обычно при низкотемпературных превращениях железо породы остается на своем месте, в виде равномерно распределенных гематита, пирита или халькопирита, то, в крайних случаях метасоматоза, колчеданы могут давать значительные скопления среди измененных пород, повидимому, за счет перемещения железа разложенных исходных пород.

Глинозем, титан или фосфор на Турье ни в одном из известных случаев существенной подвижности не обнаружили.

Как пример процессов этой степени кратко опишем рудные эпидозиты (южная группа рудников, Суворовский рудник и пр.).

В рудных эпидозитах имеются реликтовые зерна эпидота и псевдоморфозы по нему мелких чешуек серицита, или хлорита, или обоих вместе с кварцем, кальцитом и пиритом. Обычно имеются также псевдоморфозы кварца с выросшими в него тонкими волокнами хлорита по пироксену. Порода обычно содержит примесь апатита и сфена. Более сильно измененные апоэпидозиты содержат, вместо рассеянных зерен пирита, более крупные, но и более редкие зерна и скопления зерен пирита и пирротина, с каемкой халькопирита. Число нерудных минералов в породе при этом уменьшается, в связи с возросшей подвижностью элементов. В одних случаях резко преобладает кварц, с небольшим количеством хлорита и серицита и часто при полном отсутствии кальцита. В других случаях отсутствует кварц, а кальцит обилен. Участками порода сложена мелкочешуйчатый хлоритом и серицитом с рудными минералами. Все эти разнородные участки встречаются в одном и том же пласте, на близком расстоянии друг от друга, так что в целом соотношение между SiO_2 , Al_2O_3 , MgO и Fe , повидимому, не изменяется заметным образом. По скелетным реликтовым зернам замещаемого эпидота видно, что он замещается то почти одним кварцем, то кальцитом, то, в других участках, серицитом или хлоритом. Сфен и апатит и в этих случаях сохраняют равномерное распределение, что доказывает особо малую их подвижность.

Особый интерес представляют зоны смятия и окварцевания, с которыми связан недостаточно еще изученный вид рудоносности. Приводим краткие петрографические сведения.

Скв. № 129 ФГМ (550 м ЮЮВ от Никитинской шахты) пересекает известняки с жилами и инъекцией вогезита. Преимущественно в контактах этих пород развито окварцевание как известняка, так и вогезита. Окварцо-

ванные породы имеют в одном месте вертикальную мощность 9 м. Кварц от тонко- до крупнозернистого, сплошной, призматической структуры, с небольшим количеством включений жидкостей. В краевых частях жил к кварцу присоединяется кальцит, а местами также примесь реликтовых хлорита или серицита, лейкоксена, апатита. Вогезит около кварцевых зон превращен в кварц-хлорит-кальцитовую мелкозернистую породу с примесью лейкоксена и апатита, сохраняющую реликтовую порфировую структуру вогезита. Но местами появляются также тонкозернистые (величина зерна от 0.01 мм) серицит-хлорит-кальцитовые породы с примесью лейкоксена и апатита, но лишенные кварца, который при их образовании за счет вогезита, несомненно, выносился. Этот вынос кварца из изменяемой породы и отложение его рядом в сплошных массах представляет значительный интерес. Далее от жилы кварца вогезит изменен в альбит-кальцит-хлоритовую породу с примесью лейкоксена и апатита. При сплошном окварцевании вогезита освобождались значительные количества железа, которое отчасти дало вкрапленность пирита, но большей частью в данном случае было унесено растворами.

В скв. № 19 ФГМ (Васильевский рудник) среди эпидотизированных туфопесчаников проходит зона брекчии и окварцевания, вертикальной мощности 14 м. Здесь преобладает сплошной жильный кварц призматической структуры, содержащий кальцит; среди него — реликтовые участки туфопесчаника, большей частью замещенные характерными тонкочешуйчатыми плотными (несланцеватыми) породами. Под микроскопом в них видны псевдоморфозы серицита с кальцитом по зернам полевых шпатов, хлорита по цветному минералу, зерна обильного кальцита, образующего также сеть прожилков; примесь чешуек железного блеска, лейкоксена и апатита, местами вкрапленность пирита. Кварца в этих породах очень мало, а местами и нет; несомненным является его вынос при этом замещении туфопесчаника, происходящем рядом с зонами окварцевания.

В других местах скважины пересекали жилки кальцита, около которых породы претерпели замещение указанного типа, например, туфы пирита превращены в хлорит-кальцит-серицитовую породу с пиритом.

Старательскими шурфами около старых Разовских шурфов (в 350 м к СЗ от шахты Воздвиженской, Васильевский рудник) добывалась в 1942 г. в зоне смятия среди пропилитизированных туфов халькопиритовая руда. Как показывает осмотр отвалов, в зоне смятия туфы становятся более светлыми и более богатыми пиритом; в них появляется кальцит, за счет разложения эпидота, и признаки весьма несовершенной сланцеватости. Местами наблюдается окварцевание. Линзочки пирита с халькопиритом заключены в агрегаты хлорита, содержащие местами скопления серицита, с рассеянной примесью лейкоксена и апатита. Иногда колчеданы залегают в виде прожилочков в хлоритовой массе. Колчеданы обычно сопровождаются кальцитом, образующим нередко каемки вокруг колчедана. Хлорит оптически отрицателен. Хлоритовые породы несомненно образовались метасоматически, за счет боковых пород (как показывает рассеянная примесь лейкоксена и апатита), с выносом кальция и, особенно, кремнезема, как это описывалось выше и для других зон окварцевания.

Все явления в зонах смятия и окварцевания, описанные здесь, вполне между собой аналогичны и закономерны, на что мы уже обращали внимание. В этих зонах смятия видно, как увеличение пористости пород, увеличивая подвижность всех элементов, постепенно ведет от обычного метаморфизма к различным по интенсивности метасоматическим яв-

лениям, переходящим, в конце концов, к массовой дифференциации вещества, с образованием жил кварца и кальцита, скопленной хлорита и серицита и, наконец, скоплений колчеданов.

Во всех рассмотренных выше случаях кальцит был единственным карбонатом и ассоциировался с хлоритом и тальком. При последующих замещениях, вместо ассоциации кальцита с тальком и хлоритом, появляются известково-магнезиально-железистые карбонаты — доломит, анкерит, а также сидерит. Они отмечают еще более низкотемпературную ступень равновесия (фиг. 19), которую назовем серицит-доломитовой. Эти карбонаты легко отличаются от кальцита тем, что зерна их обычно имеют форму основного ромбоэдра (грани параллельны спайностям), что не свойственно кальциту, а также и более высокое преломление.

Процессы этой ступени имеют на Турье незначительное распространение, еще более узко локализованное около трещин, чем процессы кальцит-хлорит-серицитовой ступени. Колчеданные медные руды обычно из карбонатов содержат только кальцит. На Богословском руднике в медно-рудных эпидозитах встречаются секущие прожилки кальцита и анкерита с небольшим количеством галенита, сфалерита, блеклой руды, но без халькопирита или пирита. Они несомненно являются более поздними, чем медное оруденение. Местами анкерит и сидерит встречаются и в рудных эпидозитах.

В других случаях, в зонах трещиноватости встречаются туфы и порфириты, сохранившие следы своей структуры, но сложенные кварцем, доломитом или анкеритом, серицитом, кальцитом, иногда и хлоритом, с примесью комочков лейкоксена, апатита и пирита. Среди этих пород обычны жилки кальцита. Вне связи с трещинами, например, в обычных пропилизированных породах, магнезиально-железистые карбонаты не встречаются.

5) ЦЕОЛИТОВАЯ СТУПЕНЬ

Цеолиты довольно широко распространены в породах Турьинского рудного поля. Встречаются они исключительно лишь в трещинах, образуя прожилки в порфиритах и туфах, в секущих диабазовых порфиритах, в породах интрузии, реже в эпидозитах и в более богатых глиноземом скарнах. Вблизи этих трещин цеолиты развиваются также метасоматически, замещая плагиоклазы. Особенно обильно цеолиты развиваются в зонах брекчияции, образуя на стенках трещин хорошие друзы, как это наблюдается в Николо-Подгорном руднике. Цеолиты не обнаруживают явлений катаклаза и какого-либо последующего изменения, как бы залеживая последние по времени трещины. Но вместе с тем наиболее обильны и крупны цеолиты около интрузивных массивов, что позволяет связывать их с последними проявлениями магматической активности. Как известно, цеолитизация является характерной для большинства районов пропилизации, т. е. для вулканических комплексов.

Цеолиты Турье не подвергались детальному изучению. Наиболее обычны для Турье шабазит и десмин.

В распространении цеолитов обнаруживаются следующие три закономерности. Прежде всего, жилки цеолитов совершенно не встречаются в породах, бедных глиноземом, или лишенных его, например, в известняках, андрадитовых или салитовых скарнах и др. Наиболее часто цеолиты встречаются в породах с основным плагиоклазом, как десилицированные диоритовые порфириты и пр. Эта закономерность связана

с малой подвижностью глинозема, существенной составной части всех настоящих цеолитов.

Вторая закономерность заключается в том, что цеолиты появляются, как правило, только в породах, которые до этого не подверглись полному низкотемпературному разложению, а хотя бы частично сохранили более высокотемпературные минералы, особенно, смешанные плагиоклазы. Изредка прожилки цеолита встречались в породах с нацело альбитизированным плагиоклазом, но с сохранившимися реликтами роговой обманки, пироксена и т. д. В породах с сильно цеолитизированными плагиоклазами нередко встречается совершенно свежая роговая обманка высокотемпературного типа. Цеолитизация, следовательно, не сопровождается существенной перекристаллизацией породы и совершается, главным образом, за счет средних и основных плагиоклазов, которые могут превращаться в близкие к ним по составу цеолиты путем поглощения, главным образом, воды. Образование цеолитов за счет ассоциации альбита с кальцитом не происходит, вероятно, потому, что требует значительной перегруппировки вещества при малой разности потенциалов этих двух состояний, соответствующих близким условиям устойчивости (фактор энергии превращения). В редких случаях происходит образование цеолитов за счет эпидота (прожилки цеолита в эпидозитах), условия образования которого, а следовательно, и потенциал, более далеки от таковых цеолита.

Наконец, намечается третья закономерность, состоящая в том, что цеолиты не встречаются в тех зонах разломов, вдоль которых происходило значительное перемещение вещества, с образованием жил и руд.

Это можно объяснить тем, что вдоль таких трещин в стадию медного оруденения происходила серицитизация с выносом щелочных металлов и что для образования цеолитов за счет серицитизированных пород требуется значительный привнос натрия. В таких зонах имеет место пониженный химический потенциал натрия, неблагоприятный для образования цеолитов.

Цеолиты образуются в трещинах, по которым не совершался существенный привнос или вынос вещества, т. е. метасоматоз почти не имел места. Здесь проявляется зависимость образования цеолитов от содержания натрия в боковых породах; так, в серицитизированных породах (кальцит-кварц-серицитовой фации) цеолиты не образуются даже при достаточно низкой температуре.

5. МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И ЖИЛЬНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Перечислим минералы метаморфических и жильных образований Турьинского рудного поля, без вторичных минералов выветривания.

С и л и к а т ы :

Плагиоклазы от альбита до анортита.

Ортоклаз, адуляр.

Скаполит, эпидот, прениз, пумпеллиит.

Цеолиты: десмин, шабазит.

Авгит, диопсид, геденбергит. Гиперстен. Волластонит.

Роговая обманка обыкновенная и уральтовая. Актинолит, тремолит.

Биотит. Мусковит, серицит.

Хлорит, амезит.

Тальк. Серпентин.

Гранат от андрадита до гроссуляра.
Везувиан. Ильвант.
Каолин.
Турмалин.
Датолит. Апофиллит. Таумассит.
Сфен. Циркон.

Н е с л и к а т ы:

Кварц.
Кальцит, анкерит, сидерит.
Барит.
Апатит.
Магнетит. Гематит. Пирит. Шпротин. Халькопирит. Молибденит. Сфалерит. Галенит. Стибнит. Арсеноспирит. Леллингит. Герсдорфит. Хлоантит, смальтин, линнеит (зигенит).

После исследований Е. С. Федорова и В. В. Никитина, давших монографическое описание Богословского округа (1901) с обширной минералогической частью, специальных минералогических исследований минералов Турьинских рудников не производилось и они изучались лишь настолько, насколько это было необходимо для их диагностики.

Здесь мы даем только краткие сведения по особенностям и распространению некоторых более интересных минералов.

О р т о к л а з . Помимо ортоклаза, который в небольшом количестве встречается в более кислых кварцевых диоритах, встречается также адуляр. Он образуется при среднетемпературных метаморфических процессах, например, при пропилитизации, за счет замещения и отчасти перекристаллизации плагиоклазов. В пропилитизированных породах встречаются весьма мелкие (десятые и сотые доли миллиметра) кристаллики водянопрозрачного адуляра с типичными сечениями в виде острых ромбов (в ксеноморфном кварце пор породы). Угол $2V$ от -59 до -67.5° .

С к а п о л и т встречен только в прослойке известково-силикатового роговика в известняках Фроловского рудника. Характерно его отсутствие в метасоматических породах скарновых зон.

Э п и д о т . Характерно полное отсутствие в породах Турьинского рудного поля цоизита и клиноцоизита, т. е. минералов эпидотовой группы, бедных железом.

Судя по многочисленным замерам З. Н. Коржинской и автора угла оптических осей, давшим величину $2V$ от -81.5 до -67.5 , состав эпидотов колеблется от 18 до 40% феррисиликатовой молекулы (по диаграмме Винчеля, 1927). На основании этих замеров, при постоянном качественном наблюдении за двупреломлением минерала, можно утверждать, что цоизит и клиноцоизит совершенно отсутствуют в породах Турьинского рудного поля. Правда, в монографии Е. С. Федорова и В. В. Никитина (1901, стр. 110), наряду с эпидотом, отмечается в породах рудников также и цоизит и даже приводится ряд номеров шлифов из коллекции ФГМ с цоизитом. Благодаря прекрасному порядку в этом музее, нам удалось просмотреть все те из указываемых шлифов, которые относятся к району Турьинских рудников. Оказалось, что они в основном представляют эпидозиты, причем, как это ни странно, сложены нормальным эпидотом с отрицательным углом оптических осей (например, с $2V = -75.5^\circ$). Все эти шлифы отличаются чрезмерной тонкостью и, следовательно, пониженными цветами интерференции, что, очевидно и обусловило, их ошибочное отнесение к цоизиту.

Отсутствие цоизита и клиноцоизита в пропилитизированных породах могло бы быть объяснено достаточным содержанием железа в порфиритах и туфах. Но отсутствие цоизита и клиноцоизита в гистерогенно разложившихся околоскарновых порфиритах и в эндоскарнах, т. е. в породах, бедных железом, но богатых кальцием и глиноземом, является многозначительным. В других скарновых месторождениях (например, в Гумбейском скарновом месторождении) цоизит и клиноцоизит, с положительными углами оптических осей, встречаются в изобилии. Несомненно, что в комплексе пород Турьинских рудников цоизит и клиноцоизит были неустойчивы. На абиссофильность цоизита и клиноцоизита, т. е. неустойчивость его в условиях малых глубин, мною уже указывалось ранее (1940а, стр. 54—55, фиг. 25) в том смысле, что с уменьшением глубины температура смены цоизита пренитом все повышается и, наконец, поле устойчивости цоизита вовсе выклинивается, так что гроссуляр при понижении температуры непосредственно замещается пренитом. И, действительно, в наших гроссуляровых породах и близких по составу эндоскарновых и околоскарновых породах пренит встречается в изобилии, а цоизит и клиноцоизит отсутствуют.

П у м п е л л и т. Впервые в русской литературе этот минерал был указан мною для скарновых пород горы Благодати (1944б). В районе Турьинских рудников пумпеллиит в породах скарновых зон совершенно отсутствует. Он образуется здесь при низкотемпературном разложении пород, не прошедших пропилитизации и частично сохранивших первичные высокотемпературные минералы — плагиоклазы, роговую обманку. Обычно он образует войлокообразное скопление мельчайших вытянутых кристалликов. Более крупные его кристаллы (около 0.1 мм) встречены на Николо-Подгорном руднике, в прожилках, вместе с цеолитом в диоритовой породе. С удлинением его совпадает ось N_m , идущая параллельно пересечению двух спайностей: одной — совершенной и другой — несовершенной. Очень характерен его плеохроизм: по N_m — окраска аквамариновая, по другим направлениям — бесцветен. В некоторых породах пумпеллиит бесцветен и тогда труднее определим.

Угол оптических осей положительный, малый (порядка 30°), сильная дисперсия $\rho < V$; характерна также дисперсия осей индикатриссы N_g и N_r (дисперсия погасания), которая, как и прямое погасание, часто помогает отличить этот минерал от похожего на него волокнистого амфибола. Ось N_g близка к лучшей спайности, давая почти прямое погасание по ней (тогда как в пумпеллите горы Благодати ось N_g дает со спайностью угол в 21.5°). Цвета интерференции в нормальном шлифе — белые и желтые, что, как и плеохроизм, позволяет его отличить от цоизита. От клиноцоизита отличается плеохроизмом, несколько меньшим преломлением и т. д.

Х л о р и т ы скарновых зон довольно разнообразны. В медноколчеданных рудах Фроловского рудника хлориты оказались очень железистыми, хотя и обладают обычной для хлоритов светлой окраской. Так, в одном случае изучен почти бесцветный (в шлифе) зеленоватый хлорит, оптически положительный, с двупреломлением 0.003 и с преломлением > 1.631 . В другом светлозеленом отрицательном хлорите двупреломление -0.002 , $N_r = 1.631$. Оба хлорита по диаграмме Винчеля должны быть отнесены к афросидериту с высоким отношением $FeO : MgO$ (около 3 : 1). В рудах же встречаются отрицательные хлориты с очень сильным и оригинальным плеохроизмом: по N_r — желтый до оранжево-желтого, по N_m и N_g — оливково-зеленый. Наконец, в разложившихся везувияно-гранатовых скарнах, бедных железом и богатых глиноземом, встречается

амезит, т.е. положительный бесцветный хлорит с повышенным двупреломлением.

Г а л ь к обычен как продукт гистерогенного замещения салитового скарна. Спектроскопически был изучен Л. Н. Овчинниковым и, на основании отсутствия линий алюминия, богатства магнием и т. д., был отличен от похожего на него оптически серицита.

Г р а н а т ы. В Турьинских рудниках состав гранатов меняется от чистого гроссуляра через смешанные разности до чистого андрадита. Крупнозернистые мономинеральные скарны (замещающие известняки) дает только андрадит, поэтому все имеющиеся химические анализы граната скарнов относятся к андрадиту. В таблице 5 даны два новых анализа (№№ 7 и 8) андрадита из скарна. Кроме того производилось несколько частичных анализов, показавших полное отсутствие в андрадитах титана. В Турьинских рудниках преобладают красно-бурые андрадиты, но встречаются и медно-желтые.

М. П. Ложечкин сдал для анализа два образца андрадита Фроловского рудника: первый — желтовато-зеленоватый полупрозрачный светлый гранат и второй — желтовато-бурый гранат. Анализы их произведены в химической лаборатории Института геологических наук АН СССР (аналитик Шумило).

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Потери при прокаливании	H ₂ O—	Σ
Светлый гранат											
вес. % молек. колич.	36.0	нет	0.06	30.44	0.14	0.32	0.41	32.41	0.31	0.10	100.19
	600	0	1	191	2	4	10	580	CO ₂ 7	6	---
Бурый гранат											
вес. % молек. колич.	35.50	0.03	0.75	29.87	0.31	0.26	0.21	32.64	0.35	0.10	100.02
	591	0	7	187	4	3	5	583	CO ₂ 8	6	---

P₂O₅ в обоих отсутствует. Причина различия окраски остается невыясненной.

Для определения состава гранатов нами были произведены весьма многочисленные замеры показателей преломления и удельных весов. Удельный вес андрадита оказался сильно зависящим от плотности его кристаллического строения и колебался от 3.75 до 3.81.

Сильно распространены анизотропные разности. Основываясь на многочисленных замерах показателя преломления, автор пришел к заключению, что в основном анизотропия гранатов Турьинских рудников связывается с их составом. Именно оказалось, что крайние члены ряда, близкие как к гроссуляру, так и к андрадиту, всегда вполне изотропны, тогда как смешанные гранаты Турьи почти всегда анизотропны, особенно при среднем составе. Точнее, гранаты с преломлением <1.807, т. е. состава <40% Andr, а особенно с преломлением <1.788, т. е. состава <27% Andr—всегда изотропны или лишь очень слабо анизотропны; точно так же, как и гранаты, с преломлением >1.837, т. е. содержащие >60% Andr, а особенно с преломлением >1.850, т. е. содержанием >68% Andr.

Гранаты же состава от 40 до 60% *Andr* почти всегда весьма сильно анизотропны и обнаруживают в скрещенных николях секторное строение. В единичных случаях все же изотропными оказываются и гранаты, имеющие такой смешанный состав.

Гранаты обнаруживают также сильную зональность. Частично это — зональность нарастания и замещения, когда в эндоскарнах более железистый гранат нарастает на менее железистый, или реже, когда в экзо-скарнах, наоборот, менее железистый нарастает на более железистый. Но кроме того имеет место весьма тонкая ритмическая зональность, с повторным чередованием тончайших слоев граната с разным преломлением и с разной окраской (железистые гранаты имеют в шлифе желтую или буроватую окраску).

И л ь в а и т встречается исключительно в среднетемпературных продуктах разложения салитовых скарнов, где он, обычно совместно с пиритом, замещает салит.

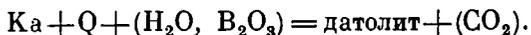
Т у р м а л и н. Характерна исключительная редкость этого минерала в породах Турьи. Ничтожная примесь мельчайших призмочек турмалина замечена лишь в некоторых контактовых роговиках с биотитом.

А п о ф и л л и т встречается как гистерогенный минерал в волластонитовых скарнах Фроловского рудника. Обладает малым двупреломлением, будучи иногда почти изотропным. Нередко обладает необыкновенной аномальной интерференционной окраской, глубокого чистого фиолетового или синего цвета — это при разности хода, соответствующей серому первого порядка. Двуосен, положительн, с углом оптических осей, доходящим примерно до $+28^\circ$ с очень сильной дисперсией $\rho < V$. Спайность по одному направлению, перпендикулярному к Ng. Преломление немного выше, чем у канадского бальзама, но ниже, чем у кварца.

Д а т о л и т. Жилки датолита довольно часто встречаются в эпидозитах и скарнах. Но особенно интересны датолитовые роговики, встреченные скважиной № 120 ФГМ, в 370 м к ЮЮВ от Никитинской (Серовской) шахты. Залегают они в слоистой пачке мелкозернистых известняков, пироксен-гранатовых роговиков и скарнов, эпидозитов, с рядом жил и прожилков вогезита. Пласт мощностью около 11 м (12.75 м вертикальной мощности) сложен преимущественно датолитовой породой, в которой датолит дает изометрические ситовидные зерна поперечником до 2—3 мм, с вростками кальцита. Местами к датолиту присоединяются мелкие зерна гроссуляра, эпидота, клинопироксена. На фоне крупных зерен датолита во многих случаях обнаруживаются следы форм спикуль губок (диаметр 0.01—0.02 мм). Эти датолитовые породы несомненно образовались за счет замещения довольно обычных для района спонгиевых известково-кремнистых сланцев, согласно формуле:



т. е.

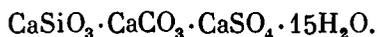


В шлифе по цветам интерференции и рельефу датолит напоминает мусковит, но отличается отсутствием спайности. Угол $2V$ отриц. большой с дисперсией $\rho > V$.

Т а у м а с и т является продуктом разложения волластонитового и волластонит-гранатового скарна в зоне разлома Фроловского рудника, давая, частью вместе с чешуйчатым неопределенным минералом, белую глинистую массу. Местами эта белая глина сложена почти одним тау-

маситом с кальцитом, волластонитом и гранатом. Таумасит волокнист, с N_p параллельным оси волокон. Оптически отрицателен, одноосен (или с малым углом оптических осей). Определено: $N_p < 1.502 < N_m$, $N_g < 1.539$, двупреломление порядка 0.040. Легко растворяется на холоде в азотной и соляной кислоте, причем раствор с $BaCl_2$ дает густую муть, чем доказывается сульфатный анион.

Теоретический состав таумасита:



Первичный или вторичный характер таумасита невыяснен.

Таумасит, так же как пумпеллиит и апофиллит, устанавливается автором для месторождения впервые.

Барит известен только в Александровской шахте Васильевского рудника.

Зигенит или линнеит — примесь этих минералов в рудах установлена Л. Н. Овчинниковым (см. его отчет о кобальте в рудах Туры).

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ О МЕТАМОРФИЗМЕ

Перечислим выведенные в описательной части ступени метаморфизма, с переходными между ними реакциями.

Высокотемпературная стадия — приконтактный метаморфизм	}	1. Роговиковая (пироксен-гранатовая) ступень (фиг. 4)
		$Al + Mt + Q + (H_2O, Na_2O, O_2) = Olg + Ep.$
Среднетемпературная стадия — пропилитизация	}	2. Пироксен-эпидотовая ступень (фиг. 8)
		$Pm + (H_2O, CO_2) = Act + Ka + Q.$
Низкотемпературная стадия — околотрепчинный метаморфизм	}	3. Актинолит-эпидотовая ступень (фиг. 9 и 10)
		$Act + Ab + (H_2O, O_2) = Ep + Chl + Q + (Na_2O).$
		4. Хлорит-эпидотовая ступень (фиг. 11 и 12)
		$Ep + (H_2O, S) = Preh + Py + (O_2).$
		5. Пренитовая ступень
		$Preh + (H_2O) = Pump + Q.$
		6. Пумпеллиитовая ступень
		$Pump + Q + (Na_2O, CO_2) = Ka + Ab + (H_2O).$
	}	7. Кальцит-альбитовая ступень (фиг. 17)
		$Ab + (H_2O, K_2O) = Ser + Q + (Na_2O).$
		8. Кальцит-кварц-серицит-хлоритовая ступень (фиг. 18)
		$Ka + Chl + (CO_2, K_2O) = Dol + Ser + Q + (H_2O).$
	}	9. Кальцит-кварц-серицит-доломитовая ступень (фиг. 19)
		$Pl + (H_2O) = Zeol.$
		10. Цеолитовая ступень

Основным фактором, определяющим установление равновесий той или иной ступени, является температура. Переход к более низкотемпературной ступени всегда сопровождается поглощением воды или углекислоты, которые при всех метаморфических процессах ведут себя вполне подвижным образом. Щелочные металлы тоже обладают значительной подвижностью, что дает возможность использовать для выделения температурных ступеней равновесия некоторые реакции, которые сопровождаются

изменением содержания не только воды и углекислоты, но и калия или натрия, например, реакцию полной серицитизации альбита. Однако, в силу несовершенной подвижности щелочных металлов, их активность в растворе существенно зависит от исходного состава вмещающих пород и степени промывки их растворами, и эти факторы могут существенно влиять на температуру перехода между седьмой и восьмой ступенями и могут воспрепятствовать образованию цеолитов (которые не образуются среди пород, подвергшихся полной серицитизации). Другим осложнением является то, что пумпеллиит и цеолиты, образующиеся при температурах более низких, чем альбитизация плагиоклазов, в то же время развиваются, главным образом, в породах, не подвергшихся до того полной альбитизации, в чем проявляется значение фактора энергии превращения (для действительного осуществления теоретически возможного превращения необходимо, чтобы это превращение сопровождалось существенным выделением энергии).

Рассмотренные явления метаморфизма обладают рядом особенностей, указывающих на то, что метаморфизм этот совершался на малой глубине. Минералогически это проявляется в отсутствии цоизита и клиноцоизита и в присутствии абиссофобных минералов — ильвита, датолита, пумпеллиита, апофиллита, таумасита, а также в довольно широком развитии явлений адуляризации, пренитизации и цеолитизации пород. Наиболее интенсивно проявившаяся среднетемпературная стадия метаморфизма носит характерные черты пропилитизации, свойственной неглубоко размытым вулканическим комплексам, несущим эпитеральные жилы.

Отметим еще одну интересную минералогическую особенность нашего комплекса. Разложение амфибола актинолит-тремолитового ряда приводит у нас к образованию ассоциации талька с кальцитом (фиг. 12), как это особенно типично для разложенных салитовых скарнов. Образование вместо талька с кальцитом ассоциации доломита с кварцем имеет место только при более низкотемпературных стадиях (фиг. 19). Между тем, согласно данным Эскола, тремолит при понижении температуры замещается непосредственно доломитом или магнезитом (Эскола, 1939, стр.357). В его минеральной фации зеленых сланцев одновременно с кварцем и эпидотом устойчив доломит, тогда как тальк с кальцитом неустойчивы. При исследованиях глубинных докембрийских комплексов Восточной Сибири я также наблюдал замещение в мраморах тремолита доломитом с кварцем, но не тальком.

Теоретические соображения также показывают возможность того, что с увеличением глубины промежуточная ступень с ассоциацией кальцит + тальк вовсе выпадает и тремолит непосредственно замещается кварцем с магнезиальными карбонатами. Следовательно, появление ассоциации тальк + кальцит связано с малой глубиной формирования нашего комплекса пород.

В отношении распространения различных стадий изменения мы видели, что наиболее высокотемпературная роговиковая ступень проявляется около более крупных интрузий Турьинского рудного поля в неширокой полосе (порядка одной сотни метров шириной), с наложением более низкотемпературных явлений. Около мелких интрузий, и в частности около инъекций диоритовых порфиритов, в известняке преобладает метаморфизм пироксен-эпидотовой ступени. Среднетемпературный метаморфизм, т. е. пропилитизация развита весьма широко, проявляясь почти по всему району. Наиболее низкотемпературные явления приурочены к узким зонам разломов. Все эти стадии связаны друг с другом переходами, представляя проявления одного постмагматического процесса.

Наиболее важный вывод из изучения метаморфических явлений— это установление неразрывной связи между собственно метаморфическими явлениями, различными видами метасоматоза и, наконец, первичным оруденением. Различие этих явлений обуславливается не различием растворов, а различной интенсивностью их проявления, в связи с принципом дифференциальной подвижности элементов. Поясню это подробнее.

Метаморфическое изменение пород совершается при посредстве межпоровых растворов, заполняющих систему трещинок и пор в породе. Эти поры большей частью имеют субмикроскопические размеры. Растворы пропитывают породы вдоль стыков всех зерен, вдоль двойниковых швов и случайных трещинок, вдоль которых изменения минералов, как показывают наблюдения, идут особенно легко; частично, по крайней мере для минералов, лучше смачиваемых раствором, система пор пронизывает почти весь кристалл, как показывает развитие вторичных минералов внутри зерен, не задетых катаклизмом видимым образом, а также развитие в некоторых кристаллах мельчайших жидких включений в виде тонкой мути (мнимая пелитизация, см. Коржинский, 1940 б). Интенсивность метаморфического изменения должна зависеть как от величины и количества пор, так и от степени выполнения их растворами. Первое зависит от первичного характера породы и от степени ее деформации при метаморфизме. Второе зависит от количества растворов и от их давления. Неизменная связь метаморфизма силикатовых пород с магматическими явлениями приводит к заключению, что вызывающие метаморфизм растворы имеют в основном магматическое происхождение; «горной влажности» недостаточно для метаморфизма.

Чем грубее в породе поры, чем их больше и чем больше они выполнены растворами, тем совершеннее перекристаллизация породы и тем легче совершается диффузия компонентов породы и раствора.

При любых температурах перемещение растворов легче совершается по трещинам, допускающим течение растворов, чем через массу хотя бы и пористых пород. Благодаря капиллярным силам, растворы главных каналов движения пропитывают окружающие породы. Эта способность пропитывать окружающие породы должна сильно зависеть от температуры. При высоких температурах раствор приобретает характер магмы, способной растворять и хорошо удерживать воду. Давление паров воды около такой магмы низкое, боковые породы бедны водой. Этим, вероятно, объясняется сравнительно слабое проявление наиболее высокотемпературной стадии метаморфизма, соответствующей внедрению магмы и началу ее кристаллизации. Сюда относятся сравнительно мелкозернистые роговики, контактирующие с интрузивными породами.

По мере кристаллизации, давление паров воды в остаточной магме все возрастает, а вязкость растворов все уменьшается (вследствие уменьшения количества растворенных веществ). Поэтому способность растворов пропитывать боковые породы возрастает, достигая максимума в среднетемпературную стадию пропилитизации. Мы полагаем при этом, что растворы, вызывающие метаморфизм силикатовых пород, в течение всего постмагматического процесса сохраняют жидкое состояние (Коржинский, 1940а).

Пропитыванию растворами пород должно способствовать также то обстоятельство, что при высоких температурах сохранение зияющих трещин затруднено вследствие пластичности пород. Как в высокотемпературную стадию оскарнования и образования пироксеновых эпидозитов, так и в стадию пропилитизации метаморфизм хотя и приурочивается к неко-

торым зонам, но эти зоны достаточно широки (десятки метров) и их ограничения расплывчаты. Жильные образования, например, жилки магнетита, неправильны по форме и имеют явно метасоматический характер. Какие-либо признаки главных каналов или трещин, по которым шло течение растворов, отсутствуют и, по видимому, растворы поднимались, просачиваясь по довольно широким зонам.

С дальнейшим понижением температуры вязкость растворов понижалась (так как с понижением температуры вязкость воды быстро возрастает), породы становились более хрупкими и более устойчивыми для сохранения трещин. Перемещение растворов все более приурочивалось к определенным трещинам, а ширина зоны пропитывания растворами боковых пород все сокращалась, т. е. зоны метаморфизации становились все более узкими и приуроченными к трещинам. Вне зон трещиноватости проявления низкотемпературного метаморфизма носят зачаточный характер, что связано с ничтожным количеством здесь растворов. В силу сосредоточенного воздействия растворов в зонах трещиноватости, интенсивность метаморфизма может быть здесь весьма велика, приводя к образованию жильных тел, преимущественно кварцевых.

Перейдем теперь к связи между интенсивностью метаморфизма, метасоматозом и рудоотложением. Многие авторы рассматривают метаморфизм, метасоматоз и рудоотложение как независимые явления, разновременные и обусловленные различными растворами или хотя бы различными «порциями» постмагматического раствора. Изучение Турьинского рудного поля приводит, однако, к заключению о теснейшей связи этих явлений и часто их одновременности.

Прежде всего необходимо подчеркнуть, что при увеличении интенсивности метаморфического процесса он все более приобретает черты метасоматоза, с уменьшением числа одновременно устойчивых минералов.

В самом деле, увеличение интенсивности метаморфизма, т. е. увеличение степени перекристаллизации и величины зерна, обуславливается увеличением насыщенности породы раствором и увеличением длительности изменения. Но эти же условия способствуют диффузии вещества между поровыми растворами породы и постмагматическими растворами более крупных каналов. Согласно принципу «дифференциальной подвижности элементов» (Коржинский, 1942), при данной интенсивности метаморфизма, для некоторых более подвижных веществ диффузия успевает привести к полному выравниванию активности, т. е. система становится открытой относительно этих веществ, оставаясь замкнутой в отношении менее подвижных («инертных») веществ. Максимальное число одновременно устойчивых минералов равно числу инертных компонентов и не зависит от числа вполне подвижных. При увеличении интенсивности метаморфизма, т. е. количества и длительности воздействия растворов, число инертных элементов сокращается, с соответствующим уменьшением числа минералов, и со все меньшим влиянием первичного состава (Коржинский, 1936 и 1942).

Относительная подвижность компонентов, которую можно выразить рядом убывающей их подвижности, зависит в основном только от температуры и глубинности, сохраняясь при различной интенсивности метаморфизма и, как показывают наблюдения, также в различной химической обстановке. Для высоко- и среднетемпературных условий Турьинской формации устанавливается один и тот же ряд подвижности и, на основе его, ниже дается схема метасоматических явлений, описанных выше.

Как показано на схеме, наиболее обычное для высокотемпературной стадии ороговикование пород (т. е. образование роговиков) происходит в условиях полной подвижности воды и углекислоты, но при инертности всех менее подвижных элементов. Пунктирная черта должна обозначать, что и щелочные металлы местами при ороговиковании вели себя вполне подвижным образом. В среднетемпературную стадию наиболее широко развитым процессом является пропилитизация, при которой сера, щелочные металлы и кислород вели себя вполне подвижным образом.

В зонах более интенсивного метаморфизма, где и магний становится вполне подвижным, там, при наличии в породе магнетита, происходит уралитизация пироксена и, при наличии избытка кремнезема, происходит также уралитизация основного плагиоклаза, с образованием уралитовых порфиритов и амфиболизированных роговиков (формулы этих реакций рассмотрены выше). При еще более интенсивных процессах железо также становится подвижным, причем в породах, содержащих магнетит, происходит его растворение. а роговая обманка замещается диопсидом (диопсидизация). На контактах известняков с силикатовыми породами в высокотемпературную ступень происходит оскарнование, с образованием

**Схема высоко- и среднетемпературных метаморфических явлений
в Турьинском рудном поле**

Ряд убывающей(ни- зу) подвижности	Высокотемпературная стадия		Среднетемпературная стадия
	Роговиковая ступень	Пироксен-эпидотовая ступень	
H_2O CO_2 S <hr/> K_2O Na_2O <hr/> O_2 <hr/> MgO <hr/> Fe <hr/> CaO SiO_2 P_2O_5 Al_2O_3 TiO_2	} Ороговикование		
			→ Пропилитизация
	Уралитизация, амфиболизация роговиков Диопсидизация и оскарнование		→ Образование эпидозитов

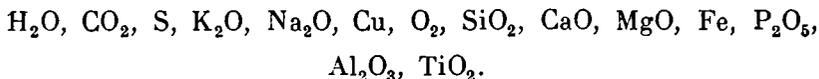
Пояснение схемы. Обозначение явления стоит в графе, соответствующей его температурности, у окончания линии, разделяющей окислы и элементы, ведущие себя при данном процессе вполне подвижно, от таковых, ведущих себя при данном процессе инертно. Чем ниже расположена эта линия, тем большее число элементов из «ряда подвижности» ведет себя вполне подвижно, т. е. тем интенсивнее метасоматоз.

гранатовых и других скарнов, а при более низких температурах — с образованием эпидозитов.

При всех изучавшихся в Турьинском рудном поле высоко- и среднетемпературных явлениях кальций и более инертные члены ряда подвижности обнаруживали лишь местную миграцию при реакционно-метасо-

матических явлениях, без существенного привноса или выноса растворами и без переноса на значительные расстояния (скажем, свыше 25 м).

При низкотемпературных процессах, соответствующих сульфидному оруденению, порядок подвижности существенно изменяется и может быть представлен, как мы видели, следующим рядом:



Разумеется, это изменение подвижности должно происходить постепенно, очевидно, на протяжении пренитовой и пумпеллитовой ступени, но здесь наблюдений пока недостаточно. Особенно замечательно возрастание при низкотемпературных условиях подвижности кальция и кремнезема.

Воздействие низкотемпературных растворов узко локализовано около трещин, но зато, в силу сосредоточенного действия растворов, метаморфизм достигает местами необыкновенной интенсивности. В отдельных зонах подвижными становятся почти все члены ряда подвижности, за исключением наиболее инертных глинозема и акцессорных фосфора и титана. В этих условиях становится возможной далеко идущая дифференциация вещества, с тенденцией к образованию мономинеральных жильных пород — кварцевых, кальцитовых, хлоритовых и, наконец, колчеданных. Но эти явления удобнее будет рассмотреть после описания явлений оруденения, здесь же мы обращаем только внимание на то, что образование гидротермальных жил и оруденение можно рассматривать, как крайний случай метаморфизма.

III. КОНТАКТОВЫЕ РЕАКЦИОННО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ

1. ВСТУПЛЕНИЕ

В предыдущей главе были рассмотрены простые метаморфические и метасоматические явления, обусловленные воздействием на породы постмагматических растворов. Здесь мы должны рассмотреть сложные метаморфические, именно «реакционно-метасоматические» (или «биметасоматические») явления, которые обусловлены взаимодействием трех сред — двух разнородных пород и постмагматического раствора, пропитывающего эти две соприкасающиеся породы.¹ К таким явлениям в Турьинском рудном поле относится образование скарновых зон в контактах известняков с силикатовыми породами. Так как к этим скарновым зонам приурочено несколько более позднее оруденение, распределение и типы которого находятся в тесной зависимости от закономерной первичной зональности скарнов, то естественно, что детальное изучение и точное понимание последних имеют фундаментальное значение для поисков, разведок и разумной эксплуатации месторождений Турьинского рудного поля.

¹ Эти явления в предыдущих моих работах были названы «реакционно-метасоматическими», поскольку они обусловлены реакцией двух соприкасающихся пород. Но выражение «реакционный метасоматоз» может быть понято и в смысле метасоматоза с химической реакцией между породой и раствором. Поэтому интересующие нас явления я буду называть «контактовыми реакционно-метасоматическими», или, иначе, «биметасоматическими» (1947б), поскольку в них мы имеем дело с одновременным сопряженным замещением двух пород, т. е. двойной метасоматоз.

Изучение скарновых зон и разработка теории их образования являлись основной задачей петрографической группы нашего отряда.

В Турьинском рудном поле контактовые реакционно-метасоматические зоны относятся к двум типам: 1) более высокотемпературные, собственно скарновые пироксен-гранатовые зоны, особенно типичные для центральной группы рудников, и 2) менее высокотемпературные эпидозитовые зоны, особенно типичные для южной группы рудников. Первые образуются в основном в роговиковую температурную ступень равновесия, а вторые — в пироксен-эпидотовую. Частично образование реакционных эпидозитов происходит и в среднетемпературных условиях (стадия пропилитизации), когда клинопироксен уже неустойчив, но такие эпидозиты в рудных месторождениях играют меньшую роль. Мы рассмотрим сначала пироксен-гранатовые, затем эпидозитовые зоны.

При изложении результатов наших исследований мы встречаемся со следующими затруднениями. Обычно принято начинать с «беспристрастного» изложения фактического материала, а уже затем перейти к выводам из него. Однако этот порядок применим только в том случае, если мы имеем ограниченное количество материала, допускающего формальное разделение (например, по маршрутам, выработкам, скважинам и т. д.). Если же, как в данном случае Турьинских рудников, материал необозримо велик, то изложение его без разумной, неформальной классификации невозможно, а такая классификация дается только на основе тех или иных теоретических представлений. На основе такой, по существу генетической классификации; можно дать общую характеристику главной массы фактов со специальным выделением тех черт и явлений, которые пока неосмыслены теоретически и требуют дальнейшего развития теории. Но даже и сбор фактического материала не может быть плодотворным, если он не руководствуется теоретическими соображениями, особенно на объекте, до того уже хорошо изученном. Исследование особенно плодотворно тогда, когда наблюдения здесь же учитываются теорией, развивая ее, а эта развивающаяся теория руководит наблюдением, все более обостряя наблюдательность.

В нашем отряде сбор фактического материала и развитие теории шли все время параллельно, как это и должно было быть. Поэтому изложение и теории, и фактического материала было бы правильнее всего вести одновременно, переходя от главных закономерностей к второстепенным. Однако такой необычный порядок изложения затруднил бы ознакомление с работой по частям и получение справок в ней, а потому мы условно разделим описательную и теоретическую части, хотя при описании мы должны будем иметь в виду теорию, а изложение теории, по существу, является сжатым изложением фактического материала.

2. СКАРНОВЫЕ ЗОНЫ

1) ОБЗОР СКАРНОВЫХ И ОКОЛОСКАРНОВЫХ ПОРОД

Породы скарновых зон мы рассмотрим в порядке нормального их расположения от силикатовой породы к известняку. Образование пород наиболее высокотемпературных скарновых зон протекает в условиях роговиковой ступени равновесия. Изучение пород таких скарновых зон показывает, что минералогический состав их в отношении главных минералов может быть выражен точками диаграммы (фиг. 5), т. е. в этих породах одновременно не более трех минералов, к которым могут присоединяться акцессорные апатит и сфен и вторичные минералы. Мы уже видели в главе «Ме-

таморфические явления», что эта эмпирическая закономерность объясняется тем, что для взаимодействия пород с образованием скарнов необходим особо интенсивный метаморфизм, со значительной подвижностью элементов. Минералогический состав при этом может определяться соотношением только наименее подвижных элементов, а именно TiO_2 , Al_2O_3 , P_2O_5 , SiO_2 , CaO , тогда как остальные из обычных элементов, как более подвижные, обладают при этом в растворе уравнительной концентрацией, тяготеющей к некоторому постоянному уровню.

а) Околоскарновые породы

При описании метаморфизма роговиковой ступени мы указывали на явление диопсидизации полевошпатовых пород, которое особенно обычно около скарновых зон, но иногда проявляется и совершенно независимо от скарнов или присутствия известняков (например, в Москалевском шурфе). В таких диопсидизированных породах первичная роговая обманка замещается диопсидом, а магнетит и ортоклаз исчезают, тогда как плагиоклаз и кварц не изменяются.

Минералогический состав породы приводится, таким образом, в соответствии с диаграммой (фиг. 5) без привноса кальция или выноса кремнезема. Такие породы можно называть диопсидизированными (диопсидизированные диориты, диоритовые порфириты, туфы, покровные порфириты), не называя их, однако, околоскарновыми, так как они могут встречаться независимо от скарнов, хотя особенно характерны они именно для скарновых зон, всегда их сопровождая.

В диопсидизированных породах обычно отчетливо сохраняется первичная структура, с некоторыми признаками роговиковой грануляции. Диопсид замещает роговую обманку с краев ее кристаллов (тогда как в породах, не затронутых этим процессом, первичный пироксен, наоборот, бывает облечен роговой обманкой), и образует то монокристаллические псевдоморфозы, то дает агрегаты мелких зерен. Породы эти во всех отношениях сходны с нижеописываемыми десилицированными околоскарновыми породами, отличаясь от них, главным образом, неизменным содержанием кварца.

Околоскарновыми породами мы будем называть различные полевошпатовые породы, которые изменены с выносом кремнезема и привносом кальция, в связи с процессами образования скарновой зоны. В изучаемом районе это типичные клинопироксен-плагиоклазовые породы, содержащие примесь сфена и апатита, но не содержащие магнетита. Особенно часто они образовывались за счет кварцевых диоритов и диоритовых порфиритов и в этом случае носят на рудниках данное им Е. С. Федоровым и Е. Д. Стратоновичем название «контактных порфиритов». Но во многих случаях тождественное изменение около скарнов претерпевают также различные другие породы — туфы, покровные порфириты, габбро и пр.; при этом первичная структура иногда сохраняется, в других случаях теряется, переходя в среднезернистую гранобластовую, мелкозернистую роговиковую, бластопорфировую, гетеробластовую и другие структуры. Наиболее обычная величина зерна около 1 мм. Плагиоклаз этих пород относится к андезину или лабрадору, а иногда даже к битовниту (согласно Е. С. Федорову также и к анортиту).

Стойкой основной плагиоклаз легко подвергается разложению, а потому замещение плагиоклаза сплошными агрегатами серицита, а иногда пренита, очень характерно для околоскарновых пород. В менее измененных породах сохраняются следы первичной нормальной зональности плагиоклаза; чаще плагиоклаз околоскарновых пород не зонален

или же обладает обратной зональностью, с более основными оболочками (в связи с постепенным привнесом кальция и выносом кремнезема).

Клинопироксен относится к диопсиду или авгиту. Цвет его в куске светлозеленый вплоть до беловатого. Крупные его кристаллы или агрегаты округлых зернышек замещают роговую обманку, иногда образуя по ней отчетливые псевдоморфозы, при этом титан роговой обманки выделяется в пироксене в виде зернышек сфена, благодаря чему околоскарновые диоритовые породы всегда богаче сфеном, чем исходная порода. Кварц тоже замещается пироксеном, нередко образующим венцы вокруг зерен кварца. Это замещение, как видно на диаграмме (фиг. 5), обусловлено привнесом кальция. Часть пироксена образуется также замещением кислого плагиоклаза. Так, при замещении некоторых порфиритов Башмаковского рудника основная масса сплошь замещается агрегатами зернышек клинопироксена, среди которого выделяются только крупные вкрапленники плагиоклаза. В других породах видно образование востков или прожилочек пироксена в плагиоклазе. Из диаграммы (фиг. 5) явствует, что при привнеске кальция кислые плагиоклазы должны замещаться более основным плагиоклазом с пироксеном, чем и объясняются эти явления. Нередко имеет место гистерогенное замещение пироксена волокнистым амфиболом.

Характерна значительная примесь сфена в мелких, часто идиоморфных зернышках и незначительная примесь апатита. Полное отсутствие магнетита и роговой обманки, а также светлая окраска пироксена обуславливают чрезвычайно типичный для околоскарновых пород беловатый цвет с серым или зеленым оттенком. Посветление породы является наиболее явственным признаком околоскарнового ее изменения.

Как гистерогенные минералы, кроме наиболее обычных серицита и пренита, нередко появляются эпидот, амфибол, пирит, реже кальцит, хлорит и т. д.

Ближе к скарнам в околоскарновых породах появляется также гранат. В более мощных скарновых зонах наблюдается довольно резкая граница между пироксен-плагиоклазовыми и пироксен-гранатовыми породами. Но при малой интенсивности скарнообразования попадают также пироксен-гранат-плагиоклазовые породы, в которых гранат все же преимущественно образует мелкие прожилки и скопления в пироксен-плагиоклазовой породе.

В идеальном случае в ассоциации пироксен-плагиоклаз-гранат все три минерала должны иметь, как следует из диаграммы (фиг. 5), вполне определенный состав, а именно плагиоклаз представлен лабрадором, а гранат — гроссуляром. На самом деле, наблюдаются колебания в составе этих минералов, которые становятся значительными в случае менее мощных, более мелкозернистых скарнов. В этом случае пониженная подвижность элементов затрудняет удаление натрия, и средний плагиоклаз (андезин и изредка, повидимому, даже олигоклаз) сохраняется в породе при развитии в ней как гроссуляра, так даже и более железистого граната. Как исключение, в отдельных шлифах встречались породы, сложенные кислым альбитизированным плагиоклазом, сцементированным железистым, желтым в шлифе, изотропным гранатом, и не содержащие пироксена (скв. № 175 ФГМ в западном контакте Фроловской интрузии кварцевых диоритов). В промышленных, т. е. в более мощных месторождениях таких пород не встречалось.

Развитие граната в околоскарновых породах происходит обычно в виде цепочек зернышек вдоль стыков зерен плагиоклаза, с отчетливым замещением гранатом плагиоклаза, как это было описано и зафотографировано

Е. С. Федоровым и Е. Д. Стратоновичем (1909). Вместе с тем в пироксен-плагиоклазовой породе развиваются прожилки и гнезда пироксен-гранатового скарна.

б) Гранатовые и пироксен-гранатовые скарны

Эти скарны являются наиболее распространенными. Развиваются они за счет замещения как известняков, так и силикатовых пород. Различение скарнов разного происхождения во многих отношениях существенно и поэтому следует ввести соответствующие термины.

Условимся считать внутренними те части скарновой зоны, которые прилегают к силикатовой первичной породе, и внешними те, которые прилегают к известняку. Сообразно с этим, мы будем называть эндоскарнами (т. е. внутренними скарнами) те, которые замещают силикатовую породу, все равно — является ли она активной (кварцевый диорит и пр.) или нет (туф, покровный порфирит), и экзоскарном (т. е. внешним скарном) — скарн, замещающий карбонатную породу.

Для некоторых типов скарнов образование за счет известняка или полевошпатовой породы устанавливается с несомненностью. Так, салитовые и волластонитовые скарны всегда, как увидим далее, развиваются по известняку, т. е. являются экзоскарнами. Андрадитовые скарны также являются экзоскарнами, так как всегда развиты около известняка, нередко содержат реликтовые участки салитового экзоскарна или, реже, известняка, и иногда образуют по трещинкам прожилки в известняке. С другой стороны, пироксен-гроссуляровые и везувиановые породы всегда являются эндоскарнами, как это видно из того, что они примыкают к околоскарновым полевошпатовым породам, содержат реликтовые участки последних, связаны с ними переходами и нередко обнаруживают следы реликтовых структур порфирита или диорита. Эти крайние типы связаны переходными типами скарнов, для которых исходная порода может быть установлена лишь в более редких случаях.

Теоретически обобщая результаты многочисленных наблюдений, мы приходим к двум следующим признакам отличия экзо- и эндоскарнов:

1. В эндоскарнах отношение Al/Si всегда выше, а в экзоскарнах ниже, чем в первоначальной полевошпатовой породе контакта. Принимая во внимание состав кварц-диоритовых и диоритовых пород Турьи, гранатовые экзоскарны должны иметь в составе граната более 50% $Andr$, а гранаты эндоскарнов — менее 50% $Andr$. Отсюда же следует и различие в продуктах разложения. Так, значительное развитие эпидота может иметь место только в эндоскарнах, хотя небольшое развитие эпидота изредка наблюдается в экзоскарнах.

2. Эндоскарны и продукты их разложения часто содержат сфен или лейкоксен, совершенно отсутствующий в породах экзозоны. Рассеянный апатит тоже характерен для эндоскарнов.

Описание начнем с эндоскарнов. Образуются они путем дальнейшего замещения околоскарновых пород, при котором основной плагиоклаз замещается гранатом, богатым гроссуляровой молекулой, а иногда и везувианом. При этом обычно образуются пироксен-гранатовые эндоскарны, иногда сохраняющие некоторые реликтовые черты структуры исходной изверженной породы, особенно черты порфириной структуры. Породы эти имеют светлую, обычно зеленоватую или сероватую, иногда розоватую окраску и мелко- и среднезернистую гранобластную, пойкилобластную, бласпорфирированную и прочие структуры, иногда с идиоморфными призматическими вростками клинопироксена в гранате, иногда с признаками за-

мещения пироксена гранатом. Преобладает в этих породах гранат, при содержании пироксена чаще всего 10—20%. Часто содержатся жиллообразные или гнездообразные участки сплошного граната. Небольшая примесь сфена и апатита. Обычные вторичные минералы — амфибол или хлорит по пироксену; эпидот по гранату, кварц, кальцит, примесь пирита, гематита, изредка молибденита. Гранат в более светлых эндоскарнах изотропный, в шлифе бесцветный, содержащий иногда, как получено нами иммерсионным методом, менее 25% Andr, с внешними каемками более железистого анизотропного граната, состава около 40% Andr и выше. Гранат жиллок и гнезд всегда более железистый, сильно анизотропный, состава 40—60% Andr. Чисто гранатовые эндоскарны, не содержащие пироксена, довольно редки и приурочены к нацело оскарнованным дайкам, не сохранившим пироксен-плаггиоклазовых участков.

Везувиан встречался нами исключительно в эндоскарнах, именно в пироксен-гроссуляр-везувиановых эндоскарнах, отличающихся от вышеописанных только наличием везувиана. Везувиан образует призматические кристаллы, часто дающие снопообразные сростки, с длиной призм 0.5—3 мм.

Ближе к известняку эндоскарны приобретают более темную, обычно розовую, красную или зелено-серую окраску и большей частью становятся беднее пироксеном, часто и вовсе лишены его. Величина зерна возрастает примерно до 1—2 мм. Такие породы становятся неотличимыми от экзоскарнов. Гранат содержит здесь в среднем 40—50% Andr и обычно анизотропен. Содержатся прожилки еще более железистого граната.

Этим исчерпываются типы эндоскарнов и мы перейдем к экзоскарнам этой группы.

Среди экзоскарнов особенно типичны андрадитовые скарны, контактирующие с известняками. Это сливные мономинеральные породы, сложенные крупными (порядка 3—15 мм) зернами граната, близкого по составу к андрадиту. Цвет его обычно буро-красный, но встречаются и довольно светлые зеленовато-желтые андрадитовые скарны. Гранат этот изотропен. Зональность его проявляется иногда благодаря наличию тончайших зон анизотропного граната, а иногда, при полной изотропности, может быть обнаружена под микроскопом освещением шлифа сверху. Окраска в шлифе обычно бурая или желтая, реже бесцветная. Близость к андрадиту устанавливалась нами несколькими химическими анализами и, особенно, многочисленными определениями показателя преломления ($N > 1.850$) и удельного веса ($d = 3.78—3.81$).

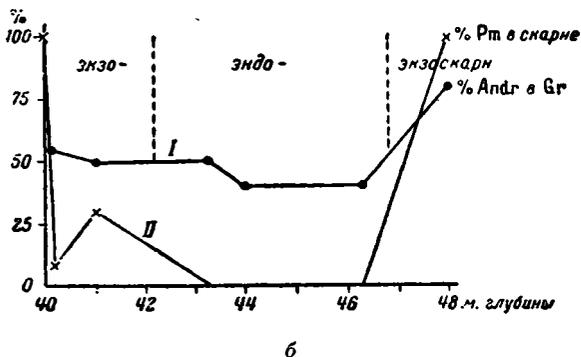
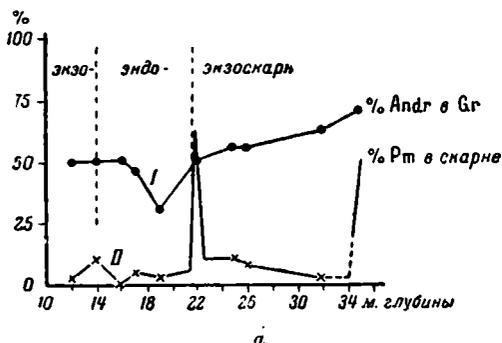
Андрадитовые скарны обычно не содержат никаких первичных примесей. Вдоль трещинок изотропный гранат замещается тонкой корочкой менее преломляющего анизотропного граната, иногда образующего друзы додекаэдрических кристаллов, вдающихся в выполняющий трещинку кальцит. Более поздним, чем андрадит, является также магнетит, замещающий скарны. Продуктами еще более позднего разложения андрадитовых скарнов являются кальцит, кварц, гематит, пирит, халькопирит.

В других случаях, андрадитовые скарны образуются замещением не известняка, а прежде образовавшегося (за счет известняка) салитового скарна и в таком случае содержат реликтовые участки последнего или же рассеянные зерна пироксена. Наглядное замещение салитового скарна гранатовым наблюдается в контактах этих пород повсеместно. Гранат развивается при этом в салитовом скарне обычно в виде пластинчатых масс, расположенных параллельно контакту известняков и соединяющихся секущими прожилочками. В шлифах видно, что замещение иногда начинается с развития среди салитового скарна изолированных зерен граната, которые

затем соединяются в сплошные жилообразные и гнездообразные массы граната. Здесь же наблюдаются извилистые микроскопические прожилки граната, секущие отдельные кристаллы салита. В то время как гранат в скоплениях изотропен, в узкой краевой части этих скоплений и в отдельных зернах, т. е. в контакте с салитом, имеем анизотропный, менее преломляющий и более светлый, т. е. менее железистый гранат.

Для гранатового скарна, замещающего салитовый скарн, типичен буро-красный цвет, тогда как зеленовато-желтый андрадитовый скарн всегда, повидимому, контактирует с известняком, замещая последний непосредственно.

Реликтовые участки салитового скарна встречаются в гранатовых экзоскарнах очень часто. Возможно, что и более равномерно рассеянные зерна



Фиг. 20. Два разреза через оскарнованную дайку в скарнах Фроловского рудника

По абсциссе—расстояние в метрах, по ординате—среднее процентное содержание андрадитового минала в гранате скарна (линия I) и клинопироксена в скарне (линия II)

обычно мы видим более железистый (судя по окраске и преломлению) изотропный андрадитовый гранат в ядрах, с внешними зонами анизотропного менее железистого граната, то с другой стороны встречаются прожилки более железистого изотропного граната среди менее железистого анизотропного (например, жилка Gr_{70} среди Gr_{55}). Картина осложняется еще зональностью граната с сильно различающимся по зонам составом граната как в самом скарне, так и в жилках граната. Эти экзоскарны дают совершенно постепенный переход в гранатовые и пироксен-гранатовые эндоскарны.

Гранатовые и пироксен-гранатовые скарны дают на Фроловском руднике необыкновенно мощную зону, достигающую 100 м шириной. При бо-

пироксена, встречающиеся в некоторых экзоскарнах, носят реликтовый характер и связаны с развитием гранатового скарна на месте пироксенового. Во всяком случае среди экзоскарнов резко преобладают мономинеральные разновидности, и пироксен, когда он входит в состав гранатового скарна, распределен здесь гораздо менее равномерно, чем в гранатовых эндоскарнах. Обыкновенно он образует здесь скопления зерен, так что следует говорить не о пироксен-гранатовом скарне, а о гранатовом скарне с (реликтовыми) участками пироксенового скарна.

С удалением от известняка андрадит экзоскарна переходит в менее железистый, сильно анизотропный и обычно резко зональный гранат, с тонкой повторной зональностью, среднего состава 50—70% Andr. Если

лее внимательном исследовании среди этой толщи вскрываются дайки диоритовых порфиритов, претерпевших околоскарновое изменение и оскарнование. Особенно трудно заметить те дайки, которые претерпели полное оскарнование и замещены гранатовыми и пироксен-гранатовыми скарнами. Эти оскарнованные дайки узнаются по светлой серой или зеленоватой окраске скарна, в то время как в более темных вмещающих скарнах можно найти реликтовые участки замещенных салитовых скарнов, чем доказывается образование их на месте известняков, вмещавших дайки порфиритов.

Иммерзионным методом нами был детально изучен разрез через одну такую оскарнованную дайку, прослеженную В. Ф. Чернышевым и Н. Е. Гухман среди сплошных гранатовых скарнов «третьего гнезда» шахты им. Парижской Коммуны, горизонт 335 м, т. е. вблизи контакта известняков с подстилающими эффузивами. Дайка эта имеет мощность около 5 м и СЗ простирание. Диаграмма (фиг. 20) дает два разреза через эту дайку на основании серии проб, собранных Н. Е. Гухман (по кварцплагу и по скважине № 83 ТСГРП, глуб. 40—48 м). По абсциссе (фиг. 20) отлагается расстояние в метрах, а по ординате — среднее процентное содержание андрадитового минала в гранате скарна (линия I) и примерное процентное содержание клинопироксена в гранатовом и пироксен-гранатовом скарне (линия II). В средней части разреза мы имеем очень светлые, беловатые гранатовые породы, сложенные изотропным или слабо анизотропным гранатом, состава, судя по преломлению, между 30 и 50% Andr. Внешние зоны более железисты, чем ядра зерен. Местами скарны эти эпидотизированы. Породы эти содержат прожилки более железистого розового, сильно анизотропного и зонального граната, состава 40—60% Andr. Такие породы являются несомненно эндоскарнами, заместившими дайку. По обе стороны разреза к ним примыкают более темные буро-розовые и красно-бурые скарны, железистость которых с удалением от дайки возрастает. Гранаты здесь также зональны, состава 50—80% Andr и на разрезах показан примерный средний их состав. По краям разреза встречены салитовые скарны, которые, впрочем, представляют реликтовые участки, замещаемые гранатовым скарном. Содержание пироксена крайне неравномерно, что является очевидно следствием его неравномерного замещения. Характерно при этом, что наиболее низкое содержание пироксена или даже его отсутствие (фиг. 20) наблюдается в эндоскарне, т. е. в замещенной дайке. Эта особенность присуща нацело оскарнованным дайкам, тогда как в более обычном случае сохранения зоны пироксен-плагиоклазовой породы, эндоскарны всегда богаты пироксеном. Отметим еще, что содержание молибдена в скарнах отчетливо приурочено к оскарнованной дайке и почти не выходит за ее границы, т. е. в экзоскарны. Наиболее широкое развитие зоны скарна с содержанием в гранате около 50% Andr, подтверждает тот теоретический вывод, что гранатовый скарн такого состава должен развиваться на месте первичного контакта известняка с диоритовым порфиритом, постепенно разрастаясь в обе стороны.

в) Салитовый скарн

Зоны салитового скарна встречаются только непосредственно около известняка и обычно имеют мощность не более 2—3 м. Они сложены из первичных минералов одним пироксеном диопсид-геденбергитового ряда. Величина зерна обычно крупная, по несколько миллиметров, иногда спускается до 0.5—1.0 мм, редко ниже. Структура от гранобластовой до приз-

матической. Иногда структура параллельно- или радиально-призматическая, с длиной призм пироксена до 25 см, причем призмы всегда расположены перпендикулярно к контакту и несколько расходятся по направлению к замещаемому ими известняку. Повидимому, такая форма развития типична для разностей, по составу более близких к геденбергиту. В табл. 5 приведен анализ № 9 геденбергита из такого радиально-призматического скарна Никитинского рудника, с содержанием 92.5% геденбергитового минала в пироксене (из отношения $FeO : MgO$). Этот анализ одновременно дает состав неизмененного мономинерального салитового скарна. Цвет этого геденбергитового скарна черно-зеленый.

В других случаях встречаются более светлые салитовые скарны. Особенно светлой окраской отличаются салитовые скарны, встречающиеся в виде реликтовых участков в гранатовом скарне. Чем дальше от известняка и чем ближе к полевошпатовым околоскарновым породам, тем светлее такие реликтовые участки пироксенового скарна. В таких условиях среди гранатовых скарнов встречались весьма светлые, яблочно-зеленые участки пироксенового скарна.

М. З. Кантор произвел многочисленные замеры показателей преломления салитовых скарнов 3-го гнезда шахты им. Парижской Коммуны, в районе описанных выше оскарнованных даек. Результаты приводят к заключению, что отношение $Ne_d : Di$ часто лежит около 50 : 50 (Sal_{50-55}), иногда спускается до 40 : 60 и даже 25 : 75 (Sal_{40} и Sal_{25}). Но здесь салитовые скарны сохранились преимущественно в виде реликтов среди гранатовых скарнов и они, видимо, менее железисты, чем те, которые примыкают к известняку и подвергаются оруденению. Состав салита из скарнов, замещаемых сплошными рудами, точнее не выяснен, так как эти скарны слишком разложены.

Салитовые скарны разложены чаще, чем какие-либо другие скарны. Уже в пироксен-гранатовых скарнах, как мы отмечали, при свежем гранате пироксен часто разложен (с выносом магния), но никогда не наоборот.

Наиболее ранним явлением разложения является замещение салита ильваитом, причем ильваит часто образует венцы вокруг зерен пирита, также замещающего салит (эта связь, видимо, обусловлена инертностью кислорода, освобождающегося при замещении геденбергита пиритом и поглощаемого при замещении его ильваитом), при этом появляются также кварц и кальцит. Более поздним является замещение салита актинолитом, а затем тальком, хлоритом, кальцитом и кварцем с пиритом, халькопиритом и, иногда, с мушкетовитом. Бурый биотитовидный минерал является обычным в оруденелых апосалитовых породах.

г) Волластонитовые скарны

Волластонитовый скарн по положению в реакционно-метасоматической зоне является эквивалентом салитового скарна, но появляется только в редких случаях, заменяя отсутствующий салитовый скарн. Мощность волластонитового скарна всегда незначительна и только в виде исключения достигает одного метра. Известен он в северной части Фроловского рудника, т. е. в шахте им. Парижской Коммуны, где он встречается в скарновой зоне некоторых даек околоскарновых порфиритов, между известняком и гранатовым скарном.

Волластонитовые скарны — это крупнозернистые белые породы, иногда сложенные одним волластонитом. Часто наблюдается замещение волластонита прожилочками светлого клинопироксена, в других случаях среди волластонита появляется гранат, близкий к андрадиту (см. далее

«разрез № 2» через скарновую зону, где у граната гранат-волластонитового скарна $N > 1.853$, т. е. содержанием более 75% Andr).

Обычными гистерогенными минералами волластонитового скарна являются датолит, апофиллит и, в зоне скальвания, таумасит (см. раздел 5 главы II «Метаморфические и жильные минералы»).

д) Прожилки скарна и брекчиевидные скарны

Около скарновой зоны Фроловского рудника в известняках нередко встречаются прожилки гранатового скарна. Эти прожилки обычно имеют прямолинейные ограничения, развиваясь по трещинам, иногда по системам пересекающихся или параллельных трещин. Мощность прожилков обычно несколько сантиметров, и удаляются они от основной скарновой зоны на расстояние до нескольких метров. В прожилках наиболее обычен темнобурый андрадитовый скарн. У некоторых прожилков окрашенного гранатового, ближе не изученного, скарна имеются оторочки салита. Как редкость встречаются прожилки беловатого скарна, сложенного гроссуляром, везувианом и светлым клинопироксеном, иногда с внешней зоной светлого клинопироксена. Эти образования, судя по их составу, безусловно являются эндоскарнами и возникли, очевидно, за счет замещения тонких (по несколько сантиметров) прожилков порфирита. В глыбах наблюдалось пересечение таких беловатых скарных прожилков между собой.

Выше мы описывали сетчатую инъекцию диоритовых порфиритов в известняке. В отвалах Троицкого рудника брекчиевидные породы такого рода встречаются в разных стадиях оскарнования, с развитием в них граната. Гранатовые скарны, развившиеся на месте инъекцированных известняков, вероятно, входят в состав скарных зон и других рудников.

В отвалах Башмаковского рудника встречаются оригинальные брекчиевидные скарны, неизвестные в других месторождениях. Это светлые, розоватые мелкозернистые пироксен-гранатовые скарны с сетью прожилков красного граната. Местами в расширениях гранатовых прожилков встречаются в центральной их части крупные кристаллы темнозеленого салита. Гранат в мелкозернистом пироксен-гранатовом скарне анизотропен и имеет преломление много ниже 1.807, т. е. содержит менее 40% Andr. Зональный гранат прожилков имеет преломление местами более, но большей частью тоже менее 1.807; для всех зон преломление менее 1.832, т. е. содержанием $\text{Andr} < 57\%$. Эти брекчиевидные породы в общем являются эндоскарнами, с обычными для эндоскарнов жилками несколько более железистого граната. Образование в прожилках скоплений салита, который в противоположность вмещающему скарну почти лишен глинозема, вероятно, указывает на явление «метасоматической контракции», т. е. на сжатие изверженной породы при ее десиликации и оскарновании, с образованием трещин, выполняемых салитом, как минералом, лишенным глинозема.

е) Химические анализы пород скарных зон

В таблицах 5 и 6 приведены химические составы пород скарновой зоны, преимущественно Фроловского и Никитинского рудников. Только два анализа скарна (№ 7 и 8 табл. 6) происходят из магнетитового Воронцовского месторождения (расположенного около Ауэрбаховского рудника, южнее Турьинских рудников), генетически родственного изучаемым месторождениям. В табл. 5 собраны новые, а в табл. 6—опубликованные

Новые анализы скарновых и окодо

Компоненты	1 (1484)		2 (1481)		3 (5263)		4 (1477)		5 (1472)	
	Вес. %	Молек. колич.	Вес. %	Молек. колич.	Вес. %	Молек. колич.	Вес. %	Молек. колич.	Вес. %	Молек. колич.
SiO ₂	58.10	968	53.48	891	56.05	923	37.92	632	34.65	577
TiO ₂	0.48	6	0.45	6	0.52	6	0.45	6	нет	0
Al ₂ O ₃	17.11	168	17.89	175	20.03	196	12.73	125	2.62	25
Fe ₂ O ₃	1.75	11	0.51	3	0.22	1	8.37	52	25.71	161
FeO	3.28	46	1.64	23	1.28	18	1.43	19	0.80	11
MnO	0.13	1	0.13	1	0.08	1	0.53	7	0.49	7
CaO	6.15	110	9.92	177	9.13	162	31.93	570	32.72	584
MgO	4.10	102	3.69	92	3.33	82	2.36	58	0.54	13
K ₂ O	1.28	14	0.72	7	1.03	11	нет	0	нет	0
Na ₂ O	5.50	89	6.41	103	5.84	94		0	»	0
H ₂ O +	0.64	35	1.22	68	п. пр. 2.76		0.58	32	0.26	14
H ₂ O —	0.28		0.34		0.24		0.28		0.20	
Пот. при прок.	1.28		4.02		—		3.62		2.43	
P ₂ O ₅	нет		нет		—		нет		нет	
S	0.04	1	0.05	2	—		0.04	1	0.04	1
SO ₃	—		—		0.19					
Σ	100.12		100.47		100.70		100.24		100.46	

Пояснение к таблице 5

Анализы №№ 1—9 произведены в геохимической лаборатории Инст. геол. наук АН СССР, аналитики Шумило (№№ 1, 2, 4, 5, 6) и Л. Каваков (№№ 3, 7—9). Анализы №№ 10 и 11 произведены в лаборатории Уральского геологического управления (1943), аналитики Каретина и Кац.
В анализах №№ 10 и 11 содержание в % на высушенное при 110° вещество.

старые анализы. Кроме того, имеется ряд анализов в архиве ФГМ, которые, однако, не являются достаточно точными.

Пробы для анализов № 1—6 табл. 5 взяты М. З. Кантором примерно в одном месте Никитинского рудника и должны иллюстрировать разрез через скарновую зону, начиная от диоритового порфирита (№ 1) до андрадитового скарна. К сожалению, здесь отсутствует анализ более сильно десилицированного околоскарнового порфирита. Эти образцы большей частью взяты из описанного ниже «разреза № 5» М. З. Кантора, хотя некоторые образцы взяты не в этом разрезе, но из сходных пород, поблизости от него.

Анализы № 7, 8 и 9 табл. 5 взяты из мономинеральных пород, тщательно очищенных от случайных примесей и потому одинаково относятся как

6 (1441)		7 (2512)		8 (5009)		9 (5203)		10 (447)		11 (449)	
Вес. %	Молек. колич.										
34.29	571	35.32	588	34.94	582	50.11	834	44.35	738	45.48	758
нет	0	нет	0	нет	0	нет	0	0.90	—	1.08	—
0.44	4	0.33	3	»	0	1.44	14	16.20	159	18.76	184
28.26	177	31.50	197	30.95	194	1.80	11	3.69	23	1.91	12
0.59	8	нет	0	нет	0	21.83	289	4.89	68	4.15	57
0.28	4	0.50	7	0.30	4	2.42	34	0.39		0.39	
32.82	586	32.04	571	32.99	589	20.24	361	18.65	333	17.82	317
0.91	22	нет	0	нет	0	0.99	25	6.25	155	6.50	161
нет	0	»	0	0.12	1	0.15	2	1.75	28	1.83	
»	0	0.19	3	0.46	7	0.50	8				
0.08	4			0.20	11	0.19	11				
0.16		0.02		нет		нет					
2.23		0.20		—		—					
нет		—		—		—		2.39		2.46	
0.06	2	—		—		—		0.22		0.10	
нет		—		нет		нет					
100.12		100.10		99.96		99.67		99.68		100.48	

- Роговообманковый диоритовый порфирит. Дайка среди скарнов, почти не измененный. Состав по М. З. Кантору: Pl, Hrb, Ep, Sph, Ap, Ser, Ka Никитинский рудник, шахта Серова, гор. выработки 40 саж. Вадимовский штрек, обр. № 1484.
- Разложенный диоритовый порфирит. Дайка среди скарнов. Состав по М. З. Кантору: Pl, Pm, Ka, Chl, Ep, Ap, Sph. Там же, обр. № 1481.
- Околоскарновый порфирит, края дайки в скарнах. Состав: Pl, Pm, Ser, Ep, Pgeb, Sph. Там же, обр. № 5263.
- Гранатовый эндоскарн. Состав по М. З. Кантору: Gr, Ka, Q, Ap, Sph. Там же, обр. № 1477.
- Гранатовый скарн, красный. Состав по М. З. Кантору: Gr примесь Ka, Q, He. Там же, обр. № 1472.
- Гранатовый (андрадитовый) скарн. Там же, обр. № 1441.
- Андрадит из мономинерального скарна, темнобурый. Шахта Кирова, 4-е гнездо гор. выработки 222 м, обр. № 2512.
- Мономинеральный сливной гранатовый скарн, темнобурый, без примесей. Уд. вес 3.81, из контакта с известняком. Шахта Кирова, гор. 256 м, обр. № 5009.
- Геденбергит из мономинерального салитового скарна. Никитинский рудник, гор. выработки 191 м, обр. № 5203.
- Оьолоскарновый жильный порфирит. Состав: лабрадор (около 70% An), диопсид, прожилочки граната. Фроловский рудник скв. 93 (подземная), глуб. 79.60 м, обр. № 447 ТСГРП.
- То же. Состав: лабрадор, диопсид, примесь эпидота. Там же, скв. 93, глуб. 81.50 м, обр. № 449 ТСГРП.

Старые химические анализы скарновых и

Компоненты	1		2(404)		3(1606)		4		5
	Вес. %	Молек. колич.	Вес. %	Молек. колич.	Вес. %	Молек. колич.	Вес. %	Молек. колич.	Вес. %
SiO ₂	59.30	988	47.43	787	46.12	768	36.74	612	37.32
Al ₂ O ₃	18.06	177	21.08	207	17.91	176	0.37	4	2.50
Fe ₂ O ₃	2.23	14	2.88	18	3.67	23	27.09	169	26.87
FeO	1.33	18	2.15	29	3.85	53	2.10	29	2.00
MnO	0.22	3	1.31	18	0.43	6	0.56	8	0.68
MgO	1.00	25	сл.	0	8.88	222	1.03	25	сл.
CaO	11.10	198	18.88	337	9.56	170	32.49	580	31.56
Na ₂ O	3.05	49	2.17	35	3.33	53	—	—	—
K ₂ O	—	—	0.07	1	0.37	4	—	—	—
S	—	—	0.01	0	0.08	2	—	—	сл.
P ₂ O ₅	—	—	0.11	1	0.32	2	—	—	—
CO ₂	2.40	54	2.92	66	2.86	63	—	—	0.32
H ₂ O+	0.16	—	0.02	1	0.24	13	—	—	—
H ₂ O—	0.72	—	0.56	—	—	—	—	—	—
Σ	99.57		99.60		97.61		100.38		101.25

к минералам, так и к породам. Анализы № 10 и 11 той же табл. 5 относятся к типичным и весьма свежим околоскарновым порфиритам («контактовым»). Анализы эти мы используем в теоретической части.

ж) Удельные веса пород скарновой зоны

Удельные веса различных пород Фроловского и Никитинского рудников определялись сотрудником отряда Л. Н. Косоротовой. Результаты определения (в кусках) получились следующие:

Диорит и диоритовый порфирит — от 2.75 до 2.82, среднее 2.79.

Околоскарновый («контактовый») диорит и порфирит — от 2.70 до 2.95, среднее 2.82, причем более высокие веса относятся к гранатсодержащим разновидностям.

Эпидозит от 3.06 до 3.36, среднее 3.25.

Пироксен-гранатовый скарн от 3.28 до 3.52, среднее 3.39.

Гранатовые экзокскарны 3.47—3.71. У сливных андрадитовых скарнов определение в куске и в пикнометре дают одинаковые результаты, причем удельный вес здесь достигает 3.79—3.81.

Салитовый скарн = 3.45—3.48.

Таким образом, удельный вес пород от интрузии до андрадитового скарна непрерывно возрастает.

2) СТРОЕНИЕ СКАРНОВЫХ ЗОН

а) Общие черты

Пироксен-гранатовые скарны Турьинского рудного поля развиты в контактах известняков как с интрузивными породами, так отчасти и в контактах известняков с туфами и покровными порфиритами. Появление скарнов всегда связано с близостью интрузивных тел, которые, очевидно,

(105)	6		7		8	
Молек. колич.	Вес. %	Молек. колич.	Вес. %	Молек. колич.	Вес. %	Молек. колич.
622	34.98	582	40.91	682	38.54	642
24	3.32	32	14.36	140	17.38	170
168	23.77	148	} 10.47	65	4.16	26
27	3.33	46		3.84	58	
9	0.55	1	0.75	10	0.60	8
0	—	—	1.21	30	0.59	15
560	34.06	608	27.59	492	33.49	598
7			} 3.44		} 1.92	
	100.01		98.73		106.52	

Пояснение к таблице 6

Эти анализы, опубликованные в статье Е. С. Федорова и Е. Д. Стратоновича, 1909, стр. 66, проведены в лаборатории ФГМ (№ 1, 2, 4, 5, 8) и в Главной лаборатории Богословского округа (№ 3, 7).

1. Роговообманковый андезинофир околоскарновый, св. № 10 ФГМ.
2. Контактный порфирит (околоскарновый порфирит). Фроловский рудник, обр. № 404.
3. То же. Там же, обр. № 1606.
4. Гранатовый скарн («авгитгранатовая порода»). Там же, св. № 10.
5. То же. Фроловский рудник, обр. № 105.
6. Гранат Фроловского рудника.
7. Гранатовая порода Воронцовского рудника.
8. То же, там же.

являются источниками как растворов, так и высокой температуры. Пироксен-гранатовые скарны, повидимому, не появляются на расстоянии более 300—400 м от штоков или крупных даек гранитоидов. Наиболее мощные скарновые зоны Фроловского и Васильевского рудников развиты в непосредственном контакте кварцевых диоритов с известняками.

Мощность скарновой зоны Фроловского рудника достигает в среднем 75 м, а в отдельных местах — до 100 м. Однако детальное изучение показывает, что такая большая мощность является результатом оскарнования целой сети даек и апофиз штока, прорезывавших известняк около контакта. Мощность отдельных реакционно-метасоматических зон, слагающих скарновый пояс, включая зону околоскарновых (десилицированных) пород составляет обычно всего несколько метров и только в редких случаях достигает 10—20 м.

Внедрение сети даек в известняк являлось, таким образом, необходимым условием для образования мощных скарновых зон. Возможно, что имела значение и более тонкая инъекция магмы в известняк, как это наблюдается на Троицком руднике. Характерны в этом отношении тонкие прожилки эндоскарна в известняке, изредка встречаемые на Фроловском руднике.

При изучении скарновых зон центральной группы рудников надо еще иметь в виду, что здесь в мощных известняках вблизи контакта встреча-

ются прослойки, богатые примесью скаполита и роговой обманки. Эти прослойки, повидимому, образуются за счет ороговикования мергелистых прослоев в известняке, содержащих первичную примесь алюмосиликатового осадочного материала.

б) Разрезы сварновых зон

Изучение разрезов скарных зон представляет значительные трудности. Ведь большинство выработок (штреки) следует контакту известняков со скарнами, а в сторону интрузии отходят немногие кваршлагги, часть которых заложена или закрыта крепью. Границы между скарновыми зонами и сами породы под землей трудно опознаваемы и требуют специального исследования, для гранатов—с применением неустойчивых высокопреломляющих иммерзионных жидкостей. Часто исследованные уже разрезы дают неопределенные результаты в силу наличия на данном участке нескольких даек со слившимися скарновыми зонами. Ниже приводятся данные по большинству разрезов, по которым материал собран и частично обработан М. З. Кантором, специально занимавшимся в нашем отряде изучением зональности скарнов.

Наблюдения показывают, что для Фроловского и Никитинского рудников наиболее обычен следующий тип разреза:

- I—диорит или диоритовый порфирит.
- II—околоскарновый порфирит (или диорит).
- III—пироксеновый эпидозит (часто отсутствует).
- IV—пироксен-гранатовый эндоскарн.
- V—гранатовый экзоскарн.
- VI—салитовый скарн (часто отсутствует).
- VII—известняк мраморизованный.

При этом салитовый скарн развит только местами, покрывая меньшую часть скарного контакта. Эпидозиты также развиты с перерывами, присутствуя, вероятно, в половине случаев. При оскарновании дайки иногда выпадает, в силу полного замещения, зона неизмененного диорита или порфирита, а иногда и зона околоскарнового порфирита.

В некоторых узких скарных зонах развитие салитовых скарнов, обычно оруденелых, имеет место непосредственно около самой дайки, претерпевшей околоскарновое изменение, так что гранатовые скарны почти или совершенно выпадают; впрочем, во всех наблюдавшихся случаях салитовый скарн около контакта с дайкой содержал метасоматические прожилки и гнезда красно-бурого граната. Теория, как увидим ниже, также показывает, что на ранних стадиях развития зона гранатовых скарнов может отсутствовать.

Гранатовый экзоскарн обычно мономинерален, но часто содержит реликтовые участки замещенного им салитового скарна. В гораздо более редких случаях, в менее мощных зонах, и, повидимому, всегда при наличии зоны салитового скарна, пироксен в гранатовом скарне распределен более равномерно, так что зоны IV и V сливаются в одну зону пироксен-гранатового скарна.

Отношение мощностей различных зон непостоянно. Самым приблизительно образом можно сказать, что зона околоскарнового изменения, зона эндоскарнов и зона экзоскарнов имеют мощности одного порядка. Мощность салитового скарна, вытесняемого по мере разрастания зон гранатовым скарном, обычно не превосходит 2—3 м.

Химические анализы, многочисленные замеры показателей преломления граната скарнов, произведенные М. З. Кантором, а отчасти и мною,

изучение продуктов разложения скарнов и прочее с совершенной несомненностью доказывают, что содержание андрадитовой молекулы в гранате, при движении от околоскарновой породы к известняку, непрерывно возрастает от гроссуляра с содержанием не свыше 25% Andr до чистого андрадита или, в других случаях, до близкого к нему граната. Интересно, что этот вывод, имеющий большое значение для понимания более позднего оруденения скарнов, был сначала мною получен теоретически, а затем подтвердился исследованиями нашего отряда.

в) Примеры разрезов через скарновые зоны

(по материалам М. З. Кантора)¹

Пример 1. Разрез скарновой зоны у дайки-апофизы диоритового порфирита, шахты им. Кирова гор. 256 м (по материалам М. З. Кантора, разрез № 2). Дайка эта образует в плане перемышку между массивом известняка и включенной в скарн глыбой известняка. Мощность дайки 4 м. Разрез:

I. Диоритовый порфирит Pl_{52} , Hrb обыкновенная, примесь Q, Sph, Mt, Ap и вторичные Di, Ep, Ser, Ka.

II. Мощность 0.5—1.0 м. Околоскарновый порфирит. Pl_{52} , Di, Hrb, примесь Sph, Ap, Gr и вторичных Ep, Ka, Ser. Роговая обманка замещается диопсидом и частично сохранилась как реликт.

III. Мощность 1 м. Пироксен-гранатовый скарн с везувианом. Gr (изотропный), Ves, немного (12% объемных) Pm, примесь Sph, Ap и вторичных Ser, Zeol, Ep, Q, Ka. Преломление граната 1.760—1.792, что соответствует 15—35% андрадитового минала. Постепенно переходит в породу следующей зоны.

IV. Мощность 1,0 м. Гранатовый скарн. Сложен гранатом, большей частью изотропным и ближе к известняку представленным андрадитом ($N > 1.853$), а в середине зоны менее железистым ($N = 1.847$, т. е. 70% Andr). Примесь продуктов разложения граната: Ka, Q, He, Py.

V. Мощность 30 см. Гранат-воластонитовый скарн, Woll, Gr изотропный, немного клинопироксена и вторичных датолита и апофиллита. Гранат-изотропный андрадит ($N > 1.853$, т. е. $> 75\%$ Andr).

VI. Мрамор. Белый, примесей не содержит.

Пример 2. Разрез скарновой зоны у кварцевых диоритов Никитинского рудника, шахта Серова, гор. 222 м, по материалам М. З. Кантора (разрез № 3).

I. Диопсидизированный кварцевый диорит — плагиоклаз, кварц, диопсид; примесь сфена, апатита, вторичные — эпидот и кальцит.

II. Мощность 7 м. Околоскарновый порфирит и околоскарновый диорит. Разложенный плагиоклаз, диопсид, много серицита, пренита, менее хлорита, кальцита, примесь апатита, сфена.

III. Мощность 4 м, эпидозит. Эпидот, кальцит, немного кварца, хлорита, примесь сфена. Контакт III—IV нерезкий.

IV. Мощность 5.5 м. Пироксен-гранатовый скарн. Гранат изотропен, частью анизотропен, по преломлению $N = 1.807$ и далее от известняка $N = 1.792$, состав около 45% Andr и 35% Andr соответственно. Содержание пироксена 6—25% объемных. Вторичные — эпидот, кварц, кальцит. Контакт IV—V нерезкий.

V. Мощность — средняя 2.5 м. Гранатовый скарн. Гранат сливний изотропный, около контакта имеет, согласно анализу, состав 98% Andr , далее анизотропный, но с $N > 1.853$, т. е. $> 75\%$ Andr . Контакт V—VI резкий.

VI. Мрамор. Примесь мелких зернышек граната, кварца, магнетита, апатита.

Пример 3. Разрез скарновой зоны в контакте кварцевых диоритов массива, шахта им. Парижской Коммуны, выработка горизонта 152 м, в начале «Западного кваршлага», идущего на сбойку с Николо-Подгорным рудником (по материалам М. З. Кантора, разрез № 4).

I. Кварцевые диориты, биотит-роговообманковые, частью разложенные, в них зоны кварцевых эпидозитов.

II. Мощность 12 м. Кварцевый эпидозит. 85% эпидота и около 15% кварца, немного кальцита, хлорита.

III. Мощность 15 м. Гранатовый и апопироксен-гранатовый скарн, местами сильно разложенный. Гранат весь железистый, с преломлением в нескольких точках зоны $N > 1.850$, т. е. более 70% Andr . Вторичные: кварц, кальцит, актинолит, хлорит, пирит, гематит.

¹ Сравни ниже фиг. 25. Мощности даны горизонтальные.

IV. Мрамор. В нем вблизи контакта обнаружены 3 ооскарнованные дайны, сложенные пироксен-гранатовым и гранатовым скарном, причем по замеренному в двух дайках показателю преломления гранат содержит около 35% Andr.

Пример 4. Разрез через скарновую зону Никитинского рудника, горизонт выработки 85 м (по материалам М. З. Кантора, разрез № 5). Эта скарновая зона примыкает к клиновидной апофизе (языку) интрузии рудника. Зоны следующие:

I. Околоскарновый порфирит. В данном месте замещает всю апофизу, мощностью 3.5 м. Сложен клинопироксеном (36—72 объемных %), агрегатами серицита и пренита в псевдоморфозах по плагиоклазу (22—58%) и эпидотом (6%).

II. Мощность 1.5 м. Пироксеновый эпидозит. Сложен эпидотом (с $2V = -71.5^\circ$, $Ng - Np = 0.045$, т. е. около 33% феррисиликатовой молекулы) и клинопироксеном ($Ng - Np = 0.024$, $c : Ng = 39^\circ$, т. е. авгит), с примесью гистеронных амфибола (по пироксену), кварца и пирита.

III. Мощность около 4 м. Гранатовый скарн. Сплошной гранат с примесью клинопироксена. Контакт III—IV нерезкий.

IV. Мощность 2 м. Пироксен-гранатовые скарны. В среднем содержат 70% граната и 30% (объемных) клинопироксена, частично распределение граната и пироксена неравномерное, кучное. Примесь кальцита, кварца. Гранат анизотропный с внешней каймой изотропной. Контакт IV—V резкий.

V. Мощность 0.7 м. Геденбергитовый скарн, крупнозернистый, с длиной шестоватых кристаллов геденбергита до 8 см. По М. З. Кантору у геденбергита $Ng = 1.747$. $Ng - Np = 0.020$. $c : Ng = 48^\circ$, что указывает на примерный состав $Hed_{94} Di_{16}$; по хим. анализу $Hed_{92} Di_{8}$ (см. анализ № 9 табл. 5). Гистерогенные минералы: Q, Ka, Chl, Act, Py, ильваит, гематит, магнетит. Контакт V — VI резкий.

VI. Известняк (мрамор) мелкозернистый.

Пример 5. Разрез скарновой зоны у кварцевого диорита, Никитинский рудник, горизонт глубины 70 саж. (материал М.З. Кантора, разрез № 8, шлифы изучены нами №№ 1985—1992).

I. Квардсодержащий пироксен-амфиболовый диорит со вторичным эпидотом, пиритом, лейкоксеном, без магнетита.

II. Мощность 2.5 м. Гранатизированный околоскарновый диорит. Сложен гранатом, клинопироксеном, плагиоклазом и псевдоморфозами по нему серицита. Примесь сфена, апатита, пирита. Скопления и жилки более позднего эпидота, кальцита.

III. Мощность 13 м. Скарн пироксен-гранатовый, далее гранатовый с пироксеном. В имеющихся по разрезу пяти шлифах содержание пироксена с удалением от известняка падает от 25% около известняка через 10, 12% до 5% (объемных) вблизи околоскарнового диорита. Пироксен рассеян довольно равномерно и частично замещен амфиболом, кальцитом, тальком, кварцем. Гранат весь изотропный, причем буроватый в шлифе сильнее преломляющий гранат дает жилкоподобные образования среди бесцветного, менее преломляющего граната.

IV. Известняк.

Пример 6. Известняк нижеописанного разреза представляет небольшой блок, поперечником 15 м, отделенный от массива известняка дайкой, около которой наблюдаются следующие зоны (разрез № 9, шлифы, № 1993—1998):

I. Диопсидизированный околоскарновый порфировидный диорит.

II. Мощность 0.25 м. Пироксеновый эпидозит.

III. Мощность 0.5 м. Пироксен-гранатовый скарн.

IV. Мрамор (кальцитовый).

Пример 7. Разрез скарновой зоны у кварцевого диорита, шахта им. Кирова, выработка горизонта 256 м (шлифы № 5027—5035), разрез № 10 М. З. Кантора.

I. Кварцевый диорит.

II. Эпидозит, потом эпидотизированный околоскарновый порфировидный диорит. Действительная мощность неясна, по выработке 18 м.

III. Мощность 3 м. Гранатовый скарн, с реликтовыми зернами пироксена. Гранат изотропный. Вероятно, произошел за счет замещения салитового скарна.

IV. Мощность 2.5 м. Салитовый скарн, вначале оруденелый. Сложен салитом, кальцитом, тальком, хлоритом, халькопиритом, гематитом, биотитом, кварцем. Далее от известняка в возрастающем количестве появляются отдельные зерна изотропного граната и их скопления, замещающие салитовый скарн.

V. Известняк.

В соответствующем месте контакта, по ниже по вертикали на 79 м (выработка горизонта 335 м) к известняку так же примыкает салитовый скарн (мощность 2.5 м), вначале оруденелый, а затем содержащий зерна замещающего его граната (шлиф

№ 5075). Но здесь салитовый скарн непосредственно граничит с эпидозитом, с выпадением зоны гранатового скарна. За эпидозитом опять появляется салитовый скарн, замещаемый гранатовым и образовавшийся несомненно на месте глыбы известняка. Так как эпидозит, как увидим далее, всегда образуется на месте полевошпатовой породы, то сопоставление этих двух разрезов показывает вероятность того, что известняк сначала замещается одним салитовым скарном и лишь позднее развивается зона гранатового скарна, постепенно съедающая салитовый скарн.

Пример 8. Разрез через скарновую зону у диоритовых порфиритов Никитинского рудника, горизонт выработки 80 саж. (материалы М. З. Кантора, разрез № 14, шлифы № 5313—5325).

I. Кварц содержащий роговообманковый диоритовый порфирит. Во вкрапленниках кислый лабрадор (55% An), роговая обманка. В основной массе, кроме того, немного кварца, примесь магнетита.

II. Мощность 5,5 м. Околоскарновый порфирит, частично разложившийся. Роговая обманка, кварц и магнетит отсутствуют. Сложен серицитизированным плагиоклазом, клинопироксеном, кальцитом, эпидотом, с примесью сфена и апатита.

III. Мощность 5 м. Пироксеновый и апопироксеновый эпидозит.

IV. Мощность 4 м. Гранатовый скарн, местами пироксенсодержащий.

V. Известняк.

г) Изменение скарновых зон по простиранию во Фроловском и Никитинском рудниках

Посмотрим, прежде всего, как меняется мощность скарновых зон. Мы видели, что в центральной группе рудников скарновая зона имеет сложное строение, слагаясь из слившихся скарновых зон сети даек, а, может быть, в состав ее входят и оскарнованные участки инъекции известняка диоритом. Поэтому общая мощность скарнов должна зависеть от ширины этой зоны скопления даек. Но и мощность единичных скарновых зон, которая должна зависеть от интенсивности метаморфизма, т. е. от насыщенности пород растворами, не является, конечно, постоянной и значительно колеблется даже при следовании по простиранию главной скарновой зоны. Вместе с тем существенно отметить, что все контакты с известняками интрузий кварцевых диоритов Турьинского рудного поля повсеместно, по видимому, на всем их протяжении, несут довольно мощные зоны скарнов, при отсутствии неоскарнованных контактов, обычных для других районов.

Уменьшение мощности скарновых зон очень резко сказывается при удалении от интрузий. Это особенно хорошо видно при прослеживании даек оскарнованных диоритовых порфиритов, выходящих из скарновых зон в известняк. На протяжении нескольких десятков метров, а иногда на протяжении нескольких метров, мощность скарновых зон этих даек резко сокращается. Иногда наблюдается совершенное выклинивание в известняке этих скарновых зон, так что с известняком контактирует мало измененный диоритовый порфирит, тогда как около главной скарновой зоны дайка могла быть целиком оскарнована. Такое резкое ослабление реакционного метасоматоза особенно типично для Фроловского рудника, где главная скарновая зона имеет северо-западное (СЗ) простирание. На Никитинском руднике оскарнование меридиональных даек с удалением от широтной главной скарновой зоны также ослабевает, но более постепенно.

Резкое ослабление интенсивности метаморфизма с удалением от скарнов проявляется также в том, что в выработках Фроловского рудника, в известняках, вблизи скарнов, встречались прослои, богатые мелкими кристаллами скаполита и роговой обманки, т. е. прослои известково-силикатовых роговиков. Это указывает на малую интенсивность здесь метаморфизма, так как роговая обманка и скаполит в отношении растворов зоны скарнообразования неустойчивы.

Другое различие создается непостоянным развитием зоны салитовых скарнов. Так как наиболее богатые медные руды замещают именно салитовые скарны, то вопросы их размещения представляют значительный интерес. Нашими работами установлено две закономерности их распределения.

1. Благоприятным фактором для развития салитовых скарнов является вогнутость контакта, т. е. благоприятны места, в которых известняки дают выступ в скарн. Поскольку салитовые скарны являются материнской породой для богатых руд, это вполне согласуется с правилом В. В. Никитина (и некоторых американских авторов), что медные руды приурочены к выступам известняков в скарн.

2. Салитовые скарны связаны с контактами менее оскарнованных даек, так как, по мере дальнейшего оскарнования дайки, салитовый скарн вытесняется гранатовым. К этому вопросу мы вернемся в теоретической части.

Непостоянство зон эпидозитов объясняется тем, что они в основном являются более поздними, возникая за счет замещения пироксен-плагноклазовых и пироксен-гранатовых пород скарновой зоны. На Никитинском руднике эпидозиты имеют более постоянное развитие, чем на Фроловском.

Так как железистость скарнов имеет существенное влияние на их последующее оруденение, то на этот вопрос было обращено нами большое внимание.

М. З. Кантор, помимо изучения отдельных разрезов через скарновую зону, изучал ее также по простиранию, с определением преломления гранатов иммерзионным методом; массовое определение удельного веса скарнов и гранатов из них, частично в пикнометре, производила Л. Н. Косорова. Из этого незаконченного исследования можно сделать следующие выводы.

Для всей скарновой зоны состав граната в непосредственном контакте с известняком приближается к чистому андрадиту (100% Andr). Местами взятые около известняка образцы обнаруживают менее железистый состав (70—90% Andr), но обычно поблизости встречался также и чистый андрадит. Такое отступление в некоторых случаях является только кажущимся, обусловленным значительным сужением зоны андрадитового скарна, в силу чего в образец мог попасть скарн более внутренних зон. Андрадитовый скарн несомненно отсутствует около мелких, нацело оскарнованных интрузивных жилков в известняке; в этом случае и жилка, и известняк замещаются гранатом среднего состава.

При изучении даек Никитинского рудника, уходящих от главной скарновой зоны в известняк, оказалось, что заметного уменьшения железистости граната, контактирующего с известняком, не наблюдается, т. е. андрадит у таких даек встречался и в некотором удалении от главного контакта. Более редкая встреча здесь андрадита, вероятно, объясняется сужением зон и, следовательно, большим влиянием неточной приуроченности изученного образца к контакту с известняком.

3) ТЕОРИЯ СКАРНООБРАЗОВАНИЯ В ТУРЬИНСКИХ РУДНИКАХ

а) Исторические сведения

Как указывает В. Линдгрэн (1935), контактово-метаморфические месторождения как самостоятельный тип впервые были выделены Гроддеком (1879), который установил их происхождение за счет контактового воздей-

ствия интрузии на боковые породы. Но еще ранее Котта (1865) сравнил описанные им контактовые Банатские месторождения с Турьинскими и некоторыми другими и высказался за их образование путем воздействия интрузивных пород на известняки.

Эти взгляды получили полное развитие в начале нашего столетия, в результате детального изучения и описания главнейших европейских и американских месторождений, причем особенно большое влияние имели исследования Линдгрена (1905 и позже) и Гольдшмидта (Goldschmidt, 1911). Преобладающая точка зрения в дореволюционный период заключалась в том, что скарновые породы образуются при воздействии на известняк эманаций из контактирующей с ними кристаллизующейся магмы. Известняки замещаются при этом известково-силикатовыми породами — скарнами, причем рудные минералы, включая сульфиды, в общем одновременны с контактовыми силикатами («сульфиды не являются позднее внесенными, но одновременны с другими контактовыми минералами», Линдгрэн, 1905, стр. 23).

По мере изучения новых месторождений эти взгляды претерпели постепенное изменение, главным образом, по двум вопросам. Так как были описаны многочисленные случаи гранатизации и иного замещения краевых частей самой интрузии, то стало очевидным, что оскарнование имело место после застывания краевых частей интрузии, и следовательно, производящие замещение эманации или растворы происходят из более глубоких частей интрузии. С другой стороны, было обращено особое внимание на изучение последовательности образования минералов, причем было установлено, что сульфиды и водные силикаты в скарнах всегда являются более поздними, чем безводные известковые силикаты (гранат и пироксен), как это было обнаружено А. Н. Заварицким при его детальных исследованиях горы Магнитной и Г. Бергом в 1920 г.

В девяностых годах прошлого столетия, когда производилось первое научное изучение Турьинских рудников Е. С. Федоровым и В. В. Никитиным (1901), эта контактово-метаморфическая теория скарновых месторождений еще не была достаточно обоснована и не исключала самых различных точек зрения на отдельные скарновые месторождения. Вспомним, например, известную гипотезу Морозевича о происхождении гранатовых пород и магнетитовых руд горы Магнитной путем «гидрохимического» изменения, т. е. выветривания авгито-плагиоклазовых пород (Морозевич, 1901). Е. С. Федоров отрицал контактово-метаморфический характер скарновых пород Богословского округа, основываясь главным образом, на том, что эти породы образуют самостоятельные пластообразные и лакколитообразные тела, обладая, таким образом, геологической самостоятельностью. Им была сформулирована гипотеза особой авгито-гранатовой магмы, т. е. магмы, дающей при кристаллизации непосредственно авгито-гранатовые породы, вместе с рассеянными в них рудными минералами, включая колчеданы. Магнетитовые и халькопиритовые руды Турьи считались им, таким образом, магматическими образованиями. Эта гипотеза была Е. С. Федоровым затем распространена на Кедабекские месторождения на Кавказе, но со стороны других геологов она признания не встретила. Несмотря на свою безусловную ошибочность, эта гипотеза явилась плодотворной основой поисково-разведочных работ в Богословском округе, так как в ней находил выражение действительная неразрывная связь медных руд со скарновыми породами и во многих случаях как бы самостоятельные пластообразные формы развития скарновых тел.

Благодаря блестящей постановке геологической службы, организованной Е. С. Федоровым на рудниках, и работе здесь непосредственного его уче-

ника Е. Д. Стратоновича, Е. С. Федорову удалось заметить недостатки своей первоначальной гипотезы и изменить ее (1909, 1911).

В статье 1909 г. Е. С. Федоров и Е. Д. Стратонович устанавливают тесную связь и переходы между кварцевыми диоритами и авгито-гранатовыми породами через «контактовые порфириды», причем в этих переходных членах описываются случаи метаморфического замещения плагиоклаза гранатом. Этим явлениям метаморфического развития граната авторы придают в этой статье второстепенное значение, не мешающее в общем магматическому происхождению авгито-гранатовых пород из гранитоидной магмы, основность которой возросла, благодаря явлениям ассимиляции известняков или иных основных пород. Но в более поздней статье Е. С. Федорова (1911) магматическое происхождение из гибридной эндоконтактной магмы приписывается только контактовым порфиридам, тогда как превращение контактовых порфиритов в авгито-гранатовые породы связывается уже с привнесением «метаморфизирующего материала, особенно характеризующегося обильным содержанием окислов железа, преимущественно в виде окиси» (1911, стр. 343). Этот материал привносится по системе трещинок «отчасти почти волосных», находясь при этом в газообразном виде. Отсюда же отлагались и руды. Таким образом, Е. С. Федоров отказался от своей магматической гипотезы авгито-гранатовых пород и пришел ко взглядам, которые отличаются от обычных современных взглядов, главным образом, тем, что, по его мнению, авгито-гранатовые породы Турьи образуются только за счет изверженных пород, т. е. «контактовых порфиритов». Впрочем, в этой последней статье непосредственно говорится только о южной группе рудников (Богословский и Башмаковский рудники), а в общем виде новые взгляды Е. С. Федорова не были сформулированы.

Современное монографическое описание Турьинских рудников было дано А. Н. Заварицким (1929). Им установлено образование скарных пород за счет как известняка, так и примыкающих краевых частей интрузии и выделены стадии образования минералов скарнов, с более поздним их оруденением.

В фундаментальном отчете ЦГРП, в котором дана сводка всего архивного материала по Турьинскому рудному полю, авторы особо выдвигают роль тектонических и структурных факторов в распространении скарнов.

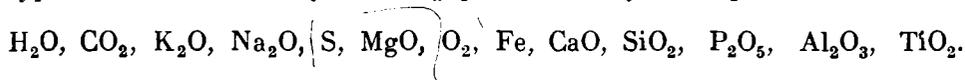
Связывая образование скарнов с воздействием на разные породы, преимущественно известняки, высокотемпературных постмагматических растворов, возникших в условиях ассимиляции магмой извести, авторы принуждены допустить весьма далекую миграцию этих растворов для объяснения пластообразных и иных залежей скарнов. Значение известняков заключается здесь, главным образом, в том, что они являются «благоприятными горизонтами» для циркуляции скарнирующих растворов. Такую же роль могут играть трещины сбросов и разного рода «каналы» и «отдушины». Тем самым стирается граница между контактовыми и гипотермальными месторождениями.

Новая реакционно-метасоматическая гипотеза скарнообразования была высказана автором в отчете 1938 г., составленном в результате кратковременного посещения Турьинских рудников. Основная идея реакционно-метасоматических месторождений и физико-химические методы их изучения еще до этого разрабатывались автором на примере флогопитовых и лазуритовых месторождений (1937). Позднее (1941, 1945б) автор дал общую характеристику контактовых реакционно-метасоматических месторождений, куда, помимо скарных месторождений, относится ряд образований, причислявшихся обычно к пегматитам (флогопитовые, лазуритовые, некоторые корундовые и другие месторождения).

б) Диаграмма парагенезисов пород скарновых зон

Для понимания метасоматических явлений существенное значение имеет «принцип дифференциальной подвижности элементов» (Коржинский, 1942). Заключается он в том, что вещества при глубинном минералообразовании переносятся не в виде каких-либо сложных молекул, а в виде (ионизированных) элементов или окислов и, главное, скорость перемещения для различных элементов настолько различна, что каждая минеральная система является практически вполне замкнутой в отношении менее подвижных элементов, в то время как она вполне открыта в отношении более подвижных элементов. Эти более подвижные элементы обладают постоянной концентрацией в растворах, которая тем более постоянна и тем менее зависит от местных реакций, чем подвижнее этот элемент. Концентрация малоподвижных (инертных) элементов, напротив, может меняться от точки к точке и привнос их или вынос практически не имеет места; для них возможна лишь местная миграция. Максимальное число одновременно устойчивых минералов породы соответствует числу инертных компонентов и не зависит от числа вполне подвижных (за исключением, впрочем, некоторых случаев, когда вполне подвижные элементы насыщают раствор и могут выпадать в виде самостоятельных минералов). Данным условиям температуры и глубины соответствует определенный ряд относительной подвижности элементов, причем с возрастанием интенсивности метаморфизма все большее число членов этого ряда ведет себя вполне подвижным образом.

При изучении метаморфических явлений высоких и средних температур мы вывели для изучаемой формации следующий ряд подвижности:

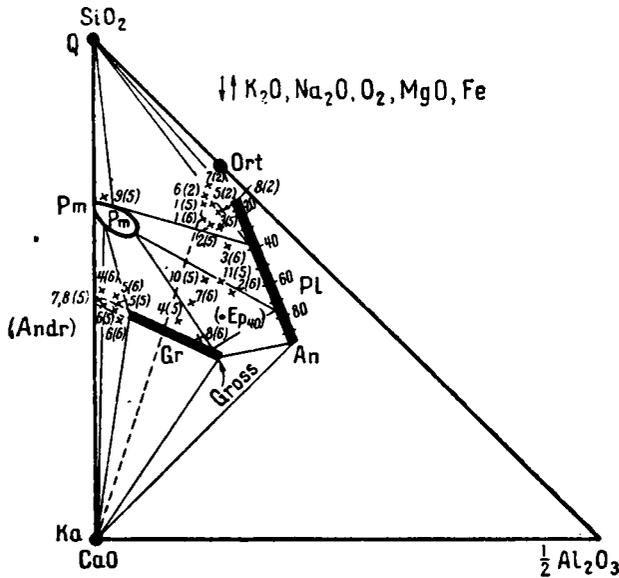


Кальций занимает в этом ряду довольно низкое положение. Поэтому для того, чтобы вызвать хотя бы местную миграцию кальция известняков, нужна значительная интенсивность метаморфизма, при котором вышестоящие члены ряда, в частности магний и железо, будут вести себя уже вполне подвижным образом. В зонах такого интенсивного метаморфизма, обусловленного особой питанностью пород постмагматическим раствором, минералогический состав породы будет определяться соотношением в ней пяти наименее подвижных элементов приведенного ряда, тогда как содержание в породах остальных элементов ряда подвижности будет определяться, с одной стороны, соотношением инертных компонентов в породе и с другой — концентрацией раствора, но не будет зависеть от первичного содержания в породе этих элементов.

Мы уже привели диаграмму (фиг. 5), выражавшую для этих условий зависимость между минералогическим и химическим составом высокотемпературных метасоматических пород. Эта же диаграмма в более крупном виде дана на фиг. 21, на которую нанесены также составы анализированных пород скарновых зон (с указанием № анализа и № таблицы). В этой диаграмме принято во внимание только три инертных элемента — Al, Si, Ca, которые обуславливают наличие одновременно не более трех минералов. Фосфор и титан, в силу малой своей подвижности, могут обусловить присутствие дополнительных двух минералов — апатита и сфена, которые устойчивы во всех полях диаграммы (фиг. 21). Остальные из обычных пороодообразующих элементов, вследствие высокой своей подвижности, каких-либо дополнительных минералов образовать не могут и входят лишь в состав минералов, изображенных на диаграмме.

Минералы, отсутствующие на диаграмме (фиг. 21), в главную ст оскарнования неустойчивы и должны замещаться другими минералами или растворяться. Так, обыкновенная роговая обманка по соотношению в ней Ca: Al: Si попадает на диаграмму (фиг. 21) в поле пироксен + кислый плагиоклаз и она, следовательно, должна замещаться этой ассоциацией. Магнетит на диаграмме (фиг. 21) отсутствует, что подтверждается исчезновением магнетита в породах метасоматической зоны. Так, кварцевые диориты, содержащие плагиоклаз, кварц, роговую обманку и магнетит, в зоне метасоматических процессов лишаются роговой обманки и магнетита и сложены плагиоклазом, кварцем и диопсидом. Исчезновением роговой обманки и магнетита объясняется характерное посветление или даже побеление околоскарновых пород.

Диаграмма (фиг. 21) составлена эмпирически, исходя из тех парагенезисов минералов, которые наблюдаются в породах метасоматических зон. Поэтому правый нижний угол диаграммы остался незаполненным, поскольку на Турье отсутствовали породы с избытком глинозема. Строгое однозначное соответствие между соотношением Ca: Al: Si и минералогическим составом возможно,



Фиг. 21. Диаграмма состав — парагенезис для пород скарновых зон Турьинских рудников

Числа около крестиков дают номера химических анализов и номера таблиц [например, 4 (2) — анализ № 4 табл. 2]. Для сопоставлений дан состав железистого эпидота (Erp)

в местах месторождений, где ширина скарновых зон уменьшается. Так, мы указывали, что вне главных рудников встречались в единичных случаях гранатизированные околоскарновые порфириды, сложенные средним или кислым плагиоклазом и довольно железистым гранатом, иногда при отсутствии пироксена. Такая ассоциация не укладывается в диаграмме (фиг. 21), согласно которой сгранатами могут ассоциироваться только весьма основные плагиоклазы, а гранат при этом близок к гроссуляру, т. е. беден железом. Ассоциация с гранатами, тем более с железистыми, кислого плагиоклаза доказывает пониженную концентрацию магния в растворе, что связано с затрудненным привнесом магния, оса-

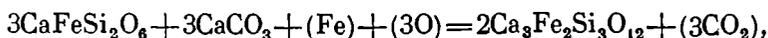
конечно, только при постоянных внешних условиях, т. е. при постоянной температуре, давлении и концентрации в растворе вполне подвижных элементов. Поэтому эта диаграмма относится только к определенной температурной ступени и к случаю нормальной концентрации растворов. Чем интенсивнее метаморфизм, т. е. чем больше растворов и свободнее их циркуляция, тем постояннее и концентрация растворов, так как тем больше подвижность всех элементов. Поэтому отклонения от закономерностей ассоциации фиг. 21 встречаются преимущественно в крайних частях

ждающегося при диопсидизации, в силу общей вялости (малой интенсивности) замещения.

В краевых частях Фроловского рудника местами образуются каймы волластонитового скарна, частично замещаемого пироксеном. На диаграмме (фиг. 21) волластонит отсутствует и на его месте устойчив салит с кальцитом. Образование на первых стадиях волластонита указывает на задержку в подаче в раствор магния и железа, осаждаемых при образовании салита.

Это явление общего порядка, которое может быть обозначено как *реакционное изменение раствора*. В силу значительного осаждения из раствора при образовании скарновой зоны магния и железа, концентрация их временно понижается и появляются минералы и ассоциации, устойчивые при более низкой концентрации этих элементов. По мере постепенного восстановления нормальной концентрации раствора, эти первоначальные минералы, в свою очередь, замещаются нормальными минералами, например, волластонит замещается пироксеном. Тут еще нужно принять во внимание, что скорость разрастания скарновых зон постепенно замедляется. В самом деле, скорость перемещения вещества путем диффузии выражается через разность концентраций или активностей, деленную на расстояние, т. е. в данном случае определяется разностью активностей кальция и кремнезема в известняке и силикатовой породе, деленной на ширину реакционной зоны. Разность активностей крайних зон остается при этом все время постоянной, а ширина реакционной скарновой зоны все время возрастает, в силу чего скорость диффузии и скорость роста постепенно падают. В силу этого и при постоянной скорости возобновления раствора, в начале роста скарновой зоны реакционное изменение раствора должно быть наиболее значительным. В дальнейшем, в силу постепенного замедления роста скарновой зоны, нормальная концентрация раствора успевает восстановиться и аномальные минералы и ассоциации первой стадии замещаются нормальными.

Как видно из ряда подвижности, наименее подвижным из подвижных компонентов раствора является железо и поэтому для него реакционные изменения концентрации наиболее широко распространены и резко выражены. Это проявляется в том, что начало роста скарновой зоны протекает всегда при более низкой концентрации в растворе железа, чем завершение роста. Причиной этого реакционного понижения концентрации естественно является значительное осаждение железа в скарнах. Это различие концентрации проявляется в том, что в первые стадии роста чистый андрадит неустойчив и вместо него осуществляется ассоциация салита, близкого к геденбергиту, с кальцитом. Рост скарновых зон в нормальном случае завершается развитием во внешней части скарновой зоны, вдоль контакта с известняком, андрадитового скарна, который замещает салитовый скарн, т. е. вместо ассоциации салит + кальцит становится устойчив андрадит:



т. е. геденберgit + кальцит + (железо, кислород) = андрадит + (углекислота). Из формулы этого замещения видно, что при том же соотношении Ca : Si минералы правой части уравнения богаче железом и потому, действительно, эта реакция может быть вызвана одним повышением концентрации железа в растворе.

С возрастанием активности железа мы встречаемся в каждой скарновой зоне и потому на диаграмме (фиг. 21), где показан сплошными линиями

треугольник ассоциации $Pm + Gr + Ka$, в то же время пунктиром показана и возможность образования андрадита. Реакционное изменение концентрации магния, приводящее к образованию волластонита, встречается гораздо реже и только в краевых частях месторождений, где образовались только узкие скарновые зонки. Для еще более подвижных элементов (K, Na) в главных месторождениях реакционного изменения концентрации почти не наблюдается.

Отметим еще, что при данном составе относительно $Ca : Al : Si$, т. е. для любой определенной точки диаграммы (фиг. 21) содержание всех подвижных элементов является вполне определенным. Поэтому, например, состав пироксена метасоматических пород вполне определяется соотношением в нем кремнезема, глинозема и кальция. Это соотношение, в свою очередь, зависит от парагенезиса. Так, в кварцсодержащих породах возможен только диопсид. В породах с основным плагиоклазом, как видно из диаграммы (фиг. 21), пироксен содержит существенное количество глинозема и является диопсидовым авгитом. Состав пироксена, ассоциирующегося с гранатом, зависит от состава граната: чем богаче гранат андрадитовой молекулой, тем богаче пироксен железом и беднее глиноземом. При составе граната, приближающемся к андрадиту, состав пироксена приближается к геденбергиту.

Для других скарновых месторождений, связанных с породами другого возраста и другого состава и образовавшихся в условиях других глубин, концентрация постмагматических растворов будет, конечно, иная, а потому и диаграмма парагенезисов приобретает другой вид.

в) Диаграмма химических потенциалов и активностей

Из диаграммы (фиг. 21) видно, что известняк не может быть в равновесии (в условиях соответствующей высокотемпературной стадии) с кварцполевошпатовой породой. Эти породы способны вступать в химическую реакцию между собой, с образованием продуктов промежуточного состава. Такая реакция может осуществиться только при наличии напитывающего породе раствора, через который будет происходить путем диффузии обмен вещества между породами. При этом, чтобы перемещение инертных компонентов этих пород могло дать заметные результаты, условия для диффузии должны быть благоприятны, а в этих условиях для всех более подвижных компонентов в растворе устанавливается некоторая уравнивающая постоянная концентрация, нормальная для постмагматических растворов. В таких условиях устойчивы только парагенезисы, подчиняющиеся диаграмме (фиг. 21). Поэтому состав реакционных зон, которые образуются при взаимодействии, должен отвечать закономерностям диаграммы (фиг. 21), причем состав каждой зоны должен быть в равновесии с составом соседней зоны (точнее — должен бесконечно мало отступать от равновесности).

Явления, связанные с диффузией, невозможно понять, если исходить только из состава пород и минералов. Как ни желал бы автор избежать ввода непривычных для геолога понятий, но понимание, а следовательно, и предвидение явлений, связанных с перемещением вещества, невозможно без ввода понятия об активности компонента (Льюис) или величины его химического потенциала (Гиббс), которые определяют передвижение вещества путем диффузии.

Если пренебречь расхождением свойств идеальных и реальных газов, то активность данного вещества в данном состоянии равна отношению упругости его пара к упругости пара того же вещества в некотором условно выбранном «стандартном состоянии» при той же температуре. Активность,

следовательно, пропорциональна упругости пара, а для разведенных растворов она пропорциональна концентрации. Для менее разведенных растворов эта пропорциональность нарушается. При применении к растворам формул, выведенных из газовых законов, например, формул закона действия масс, мы должны, собственно говоря, брать не реальные концентрации, для которых эти законы не выдерживаются, а активности. Поэтому активность растворенного вещества может быть названа его эффективной концентрацией. Для целей нашего изложения расхождение между активностью и реальной концентрацией в водных межпоровых растворах не имеет значения.

Но если в водных растворах различие между концентрацией и активностью для наших целей не существенно, то по отношению к «твердым растворам» минералов различать эти два понятия совершенно необходимо. Так, концентрация железа в магнетите и в плагиоклазе совершенно несравнимо различна, но если они устойчиво ассоциируются вместе в одной породе, то активность железа в обоих минералах точно равна. Здесь мы принуждены перейти от концентрации к активности.

Таким образом, активность — достаточно наглядное понятие. Мы будем далее говорить об активности компонентов как раствора, так и минералов или пород. Эту активность всюду можно переводить как «концентрация в межпоровом растворе».

При построении некоторых диаграмм мы будем вместо активности пользоваться понятием о химическом потенциале, пользуясь наглядностью и простотой построения таких диаграмм. Величина μ химического потенциала компонента связана с его активностью C следующей формулой:

$$\mu = \mu^{\circ} + RT \ln C,$$

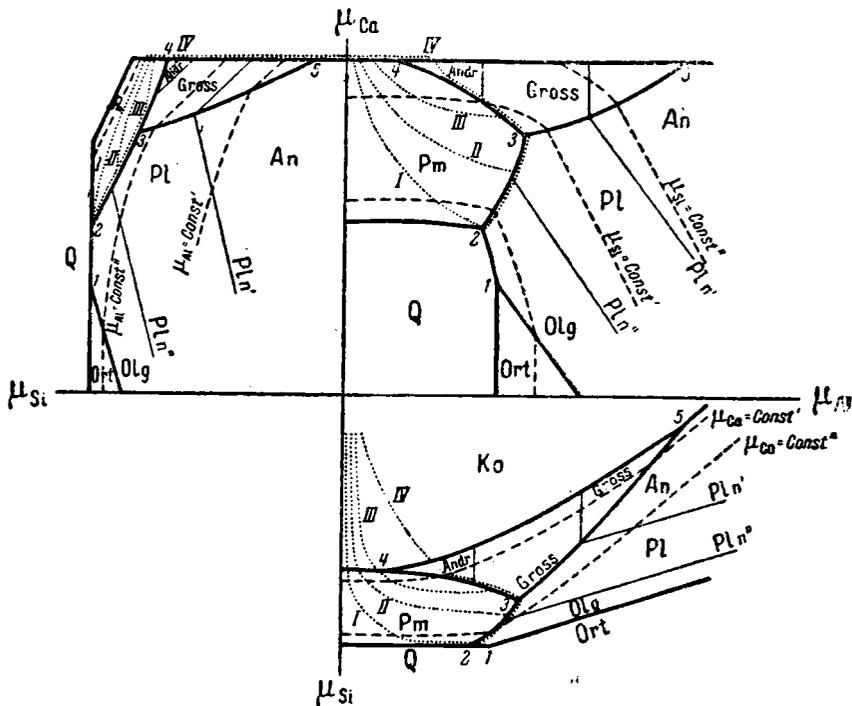
где R — газовая константа, T — абсолютная температура, а μ° — условная постоянная величина. Изменение $d\mu$ химического потенциала пропорционально приведенному изменению активности:

$$d\mu = RT \frac{dC}{C}.$$

Поэтому возрастание активности компонента всегда сопровождается возрастанием его химического потенциала и наоборот.

Применим к изучаемым нами породам скарновой зоны правило фаз, выражаемое равенством: число фаз (ϕ) плюс число степеней свободы (n) равно числу компонентов (κ) плюс два, т. е. $\phi + n = \kappa + 2$. Каждый из вполне подвижных компонентов, обладая некоторой постоянной извне заданной концентрацией, вносит одну степень свободы, т. е. увеличивает на единицу как κ , так и n , не изменяя числа фаз. Поэтому мы их можем далее не рассматривать. Остаются пять инертных компонентов — Ca, Al, Si, Ti, P, из которых титан обуславливает возможное появление сфена, а фосфор — апатита, т. е. они тоже увеличивают обе части уравнения одинаково. Поэтому, не принимая во внимание этих двух аксессуарных минералов, мы можем рассматривать систему как трехкомпонентную (Ca:Al:Si). В силу постоянства температуры и давления, правило фаз примет вид $\phi + n_{p,t} = \kappa = 3$ или $n_{p,t} = 3 - \phi$. Отсюда следует, что при наличии трех фаз система вполне определена (инвариантна) и для любого компонента величина активности или химического потенциала фиксирована (за-

креплена). При наличии двух фаз мы имеем одну степень свободы, т. е. при определенной величине активности или потенциала одного из компонентов, величина двух других вполне определена. Поэтому на диаграммах, координатами которых служат величины химических потенциалов или активностей, двухфазовым, т. е. двухминеральным парагенезисам соответствуют некоторые линии. Наконец, при одной отдельной фазе (минерале) имеем две степени свободы ($n_p, i=3-\phi=3-1=2$). Две степени свободы выражаются некоторым полем на диаграмме. Таким образом, диаграммы активностей и химических потенциалов должны состоять из полей, соответ-



Фиг. 22. Три проекции поверхности химических потенциалов, выведенные из диаграммы фиг. 21

Поверхность химических потенциалов для трехкомпонентной системы Al—Ca—Si диаграммы фиг. 21 изображается здесь тремя ортогональными ее проекциями на координатные плоскости $\mu_{Al}-\mu_{Ca}-\mu_{Si}$, $\mu_{Ca}-\mu_{Si}-\mu_{Al}$. Жирные линии разделяют

поля устойчивости отдельных минералов; тонкие линии на полях граната (Gr) и плагиоклава (Pl) соответствуют каждой определенному составу этих минералов, т. е. определенному соотношению их крайних членов — андрита с гроссуляром и анортита с альбитом; прерывистые линии — эквипотенциальные линии для третьего компонента, не выраженного на данной проекции; точечные линии I, II, III, IV — различные типы скарных зон, с возрастающим степенью десиликации от I к IV типу

ствующих единичным минералам, причем эти поля граничат между собой по линиям, соответствующим двуминеральным состояниям и встречаются по три вместе в точках, соответствующих трехминеральным ассоциациям. Такова структура диаграмм (фиг. 22 и 24).

Направление линий на этих диаграммах может быть выведено, исходя из закона действия масс.¹ Но здесь неуместно будет заниматься этим спе-

¹ Чтобы, например, вывести направление двуминеральной линии ассоциации минералов $A + B$ на проекции $\mu_{Ca} - \mu_{Al}$, мы должны составить уравнение перехода между

вором, циркулирующим в зоне контакта. Прежде всего, этот раствор, обладающий определенной концентрацией вполне подвижных компонентов, приведет соприкасающиеся с ним породы к парагенезисам диаграммы (фиг. 23). В результате в кварцевом диорите магнетит растворится, а роговая обманка заместится диопсидом. Известняк, если он лишен примесей, будет только мраморизован. Соотношение потенциалов или активностей инертных компонентов пород (Ca, Al, Si) для межпоровых растворов кварцевого диорита выразится на диаграммах (фиг. 22 и 24) точкой 2, соответствующей парагенезису $P1 + Q + Pm$. Растворы в известняках будут обладать наиболее высокими активностью и химическим потенциалом кальция. В силу различия этих величин, в межпоровых растворах зоны контакта начнет происходить диффузия с растворением обеих пород и образованием реакционных зон между ними, причем в этих зонах активность или химические потенциалы мигрирующих компонентов будут иметь промежуточную величину. Так как диффузия происходит только в сторону падающей концентрации, то для переноса какого-либо компонента через реакционные зоны, активность или химические потенциалы в них должны непрерывно падать от одной реагирующей породы до другой (мы принимаем, что в каждой зоне состав породы и порового раствора находятся в равновесии). Нанеся на диаграмму активностей или химических потенциалов точки для всех переходных реакционных зон, мы должны получить плавную линию, соединяющую фигуративные точки исходных пород. Этот ход выравнивания состава растворов может быть различен в зависимости от некоторых условий взаимодействия. На диаграммах активностей (фиг. 24) и химических потенциалов (фиг. 22) проведены четыре различных точечно-пунктирных линии (I, II, III и IV), дающие ход возможного выравнивания состава растворов. На диаграмме состава (фиг. 23) даны соответствующие линии изменения состава пород реакционных зон.

Диаграммы (фиг. 22 и 24) показывают нам невозможность образования трехминеральной реакционной зоны (в рассматриваемой системе из трех инертных компонентов). Действительно, в пределах такой зоны потенциалы или активности элементов не могут испытывать изменений (хотя бы количественные отношения слагающих минералов и менялись), а потому через такую зону не может происходить диффузия элементов. Состав раствора, соответствующий такому трехминеральному парагенезису, отвечающий определенной точке на диаграмме (фиг. 22 и 24), может установиться только на границе двух зон, из которых каждая будет содержать не более двух минералов. Необходимое при диффузии постепенное изменение состава раствора несовместимо с постепенным изменением состава пород реакционных зон. При непрерывном изменении состава межпорового раствора от одной породы к другой, состав пород реакционных зон должен меняться прерывно, с резкой границей между мономинеральными или биминеральными зонами. Действительно, в Турьинских рудниках чистый известняк непосредственно граничит с мономинеральным пироксеновым скарном, а последний обычно тоже резко сменяется гранатовым скарном. Правда, граница между скарном и пироксен-плаггиоклазовой околоскарновой породой обычно неправильная, извилистая, с жилками и гнездами скарна в околоскарновой породе. Но эта неправильность контакта, связанная, очевидно, с трещиноватостью и неравномерной пористостью замещающей силикатовой породы, не исключает резкого перехода между участками скарна и околоскарновой породы.

Изменение активности или потенциала компонентов поперек реакционных зон может следовать линиям диаграмм (фиг. 22 или 24), т. е. границам двух фазовых полей (напр., $Pm + P1$ между точками 2 и 3). Это будет соот-

ветствовать двуминеральному составу реакционных зон, с постепенным изменением состава минералов (от точки 2 к точке 3 плагиоклаз должен становиться все более основным, а Pm должен обогащаться глиноземом и беднеть кремнеземом). Изменение состава раствора здесь моновариантно, т. е. изменение это для трех компонентов — кремнезема, глинозема, кальция — должно происходить в определенном отношении, даваемом направлением соответствующей линии фиг. 22 и 24 и не зависящем от скорости диффузии этих компонентов. В силу этого расхождения по мере диффузии обнаруживается тенденция к сходу линии активностей и потенциалов раствора с двуминеральными линиями диаграмм (фиг. 22 и 24), что возможно лишь после растворения одного из минералов, с образованием мономинеральной зоны. Тенденция к образованию мономинеральных зон проявляется во всех скарновых месторождениях и на Турье выражена очень ярко (мощные мономинеральные гранатовые и пироксеновые скарны).

Наиболее обычной последовательностью реакционных скарновых зон для Турьинских рудников, как мы видели в описательной части, является следующая:

- 1) $P1 + Q + Pm$; 2) $P1 + Pm$; 3) $Gr + Pm$; 4) Gr ; 5) Pm ; 6) Ka .

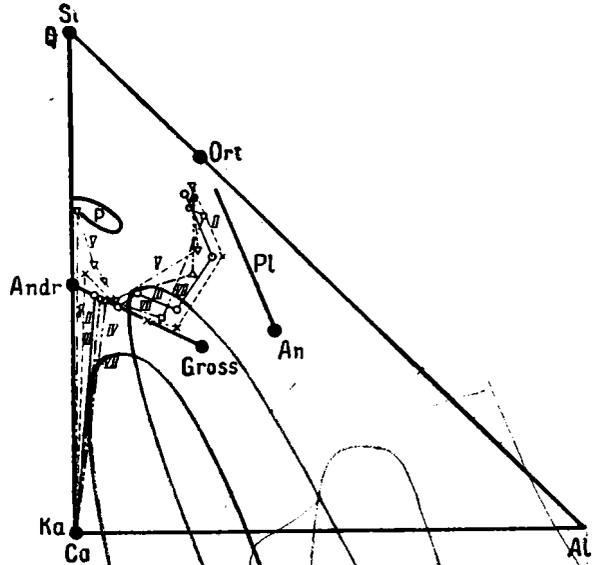
На диаграммах (фиг. 22, 23 и 24) этому случаю соответствуют точечные пунктирные линии с цифрой III, которые проходят через точки 2 и 3 на диаграмме (фиг. 22 и 24). Эта линия III состоит из следующих частей, начиная от точки 2: а) от точки 2 до точки 3 линия III следует двухфазовой линии $Pm + P1$, следовательно, к измененному кварцевому диориту точки 2 должна примыкать пироксен-плагиоклазовая зона, в которой плагиоклаз становится все более основным от олигоклаза у точки 2 до лабрадор-битовнита у точки 3; б) линия раствора идет по двухфазовой линии $Pm + Gr$, что соответствует пироксен-гранатовой реакционной зоне; гранат у точки 3 представлен гроссуляром, а далее становится все более железистым; в) линия III идет далее по полю Pm, т. е. в соответствующей зоне устойчив один пироксен и, наконец, г) линия III вступает в поле кальцита.

Как видно на диаграммах (фиг. 22 и отчасти 24), вдоль линии III от диорита к известняку, имеет место непрерывное падение потенциала и активности кремнезема и повышение этих величин для кальция. Следовательно, через эти реакционные зоны кремнезем и кальций могли диффундировать беспрепятственно навстречу друг другу. За счет этой диффузии и происходило замещение известняка и диорита, с образованием реакционных зон. В противоположность этому для глинозема мы видим на линии III максимум потенциала на границе пироксен-плагиоклазовой и пироксен-гранатовой зон, у точки 3 на диаграмме (фиг. 22 и 24). Через поверхность, в которой достигается этот максимум, диффузия глинозема идти не может. Само образование такого максимума указывает на инертность глинозема, по сравнению с кальцием и кремнеземом: глинозем диффундирует весьма медленно сравнительно с кремнеземом и поэтому в десилицированных реакционных зонах происходит его накопление, сопровождаемое повышением его потенциала и активности.

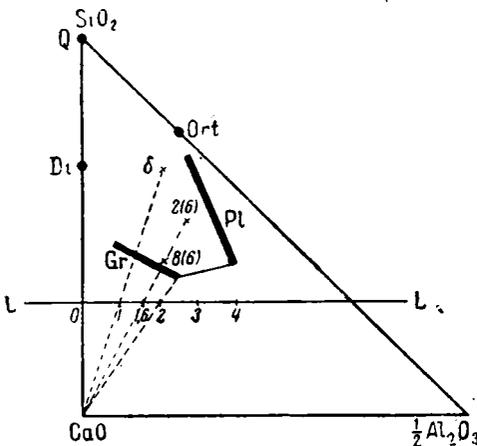
Самое замещение идет таким образом, что кварцевый диорит, теряя кремнезем и обогащаясь кальцием, замещается диопсид-плагиоклазовой породой, а затем пироксен-гранатовым и гранатовым скарном. Теряемый силикатовой породой кремнезем диффундирует в известняк и замещает его пироксеновым скарном, а затем, по мере перемещения глинозема, и гранатовым скарном. Разрастание происходит за счет одновременного удаления от первичного контакта границ между зонами. Следовательно, оно

должно сопровождаться замещением крайних зон средними, а именно гранатовая зона должна надвигаться с одной стороны на зону пироксенового скарна, а с другой — на пироксен-гранатовый скарн и на околоскарновую породу, как это и отмечено нами при описании зон. Все эти замещения обусловлены не изменением температуры или концентрации притекающих растворов, а только разрастанием зон по мере хода диффузии.

На диаграмме (фиг. 24) мы видим, что состав околоскарновых пироксен-плагноклазовых пород и составы эндоскарнов располагаются правее соединительной линии кальцит — кварцевый диорит, а составы экзоскарнов — левее этой линии, т. е. отношение Al/Si в первых выше, а во вторых ниже, чем в кварцевом диорите. То же самое видно и на фиг. 25, составленной по моим указаниям М. З. Кантором, в результате количественных минералогических подсчетов состава пород по изученным им и приведенным выше



Фиг. 25. Ход изменения состава пород по разрезам скарновых зон Турьянских рудников (по данным М. З. Кантора)



Фиг. 26. Графическое определение степени десиликации в продуктах изменения породы δ . Крестиками показаны составы пород № 2 и 8 из табл. 6

результате количественных минералогических подсчетов состава пород по изученным им и приведенным выше разрезам через скарновые зоны Фроловского и Никитинского рудников. Породы каждого разреза соединены в порядке их расположения в разрезе и каждая линия обозначена тем же номером, под которым выше было дано описание разреза. Все эти линии дают характерный зигзаг, обусловленный тем, что через поверхность контакта в сторону известняка диффундирует больше кремнезема, чем глинозема.

Это явление, весьма характерное для самых различных реакционно-метасоматических образований, может быть названо «метасоматической десиликацией». «Степенью метасоматической десиликации» мы условимся называть отношение содержания глинозема к кремнезему в десилицированной породе (II), деленное на это же отношение в исходной породе (I), т. е. величину двойного отношения $(Al/Si)_{II} : (Al/Si)_I$. Эта величина не зависит от единиц, в которых измеряется содержание

глинозема и кремнезема. Особенно легко получить эту величину графически, как показано на диаграмме (фиг. 26). Для этого на нашей диаграмме Ca — Al — Si из точки Ca строим лучи, проходящие через исходный кварцевый диорит δ и через интересующие нас продукты его десиликации. Затем прикладываем параллельно стороне Ca — Al масштабную линейку LL так, как показано на диаграмме (фиг. 26), т. е. чтобы деление «О» лежало на линии Ca — Si, а деление «единица» на луче Ca — δ . Тогда каждому лучу будет соответствовать деление (расстояние от нуля), равное по величине степени десиликации, т. е. величине $(Al/Si)_\Pi : (Al/Si)_I$. Из анализированных пород наиболее десилицированными будут: «контактовый порфирит» № 2 табл. 6 и эндоскарн № 8 той же таблицы, для которых степень десиликации = 1.6. Для гроссулярового мономинерального скарна, встречаемого на месторождении, но не анализированного, степень десиликации достигает двух единиц. Введение численного показателя дает полезное уточнение понятию о десиликации.

Анализ явлений метаморфизма показал нам малую подвижность в высокотемпературных условиях кальция, кремнезема и глинозема и отсутствие таких явлений, при которых явно устанавливался бы привнос или вынос этих компонентов. Поэтому мы принимаем, что при скарнообразовании происходит лишь местное, в пределах скарновой зоны, перемещение этих компонентов, без их привноса и выноса. Совокупный (валовый) состав всех реакционных зон должен на диаграмме (фиг. 21 или 23) лежать на линии, соединяющей исходные реагирующие породы, так что, если составы экзоскарнов лежат левее этой соединительной линии, то составы эндоскарнов и околоскарновых пород должны лежать правее этой линии, т. е. обнаруживать десиликацию. Наблюдения находятся в полном соответствии с этим выводом. К зонам пироксеновых и темных гранатовых скарнов в наших месторождениях всегда примыкает зона десилицированных пород, причем мощности этих зон находятся в известном соответствии.

На месте первичного контакта образуется зона пироксен-гранатового и гранатового скарна, причем состав граната в этой зоне меняется вполне постепенно от гроссуляра во внутренней части до андрадита или близкого к нему граната во внешней. Положение первичного контакта пород в этом случае может быть совершенно замаскировано. Поскольку эндоскарны характеризуются отношением Al/Si более высоким, а экзоскарны более низким, чем в исходной силикатовой породе, естественно предположить, что на месте первичного контакта это отношение будет соответствовать силикатовой породе, т. е. лежать на соединительной линии Ca — δ . Это для мономинерального гранатового скарна дает состав граната около $Andr_{50} Gross_{50}$. И, действительно, как мы видели из результатов детального изучения оскарнованной дайки Фроловского рудника, представленных на диаграмме (фиг. 20), широкая зона граната примерно такого состава характерна для обоих контактов оскарнованной дайки.

Для разграничения экзо- и эндоскарнов представляет интерес также поведение титана и фосфора, на котором мы поэтому здесь же остановимся. Титан является одним из наиболее инертных элементов и при образовании скарнов в Турьинских рудниках, видимо, совершенно не перемещался; в диоритовых породах Турьи титан входит в состав сфена, роговой обманки, биотита и магнетита.

При замещении диоритовых пород околоскарновыми пироксен-плагиоклазовыми породами количество сфена всегда значительно возрастает, именно за счет титана разлагаемых роговой обманки, биотита, магнетита (псевдоморфозы диопсида по роговой обманке богаты зернышками сфена).

Сфен встречается также в пироксен-гранатовых эндоскарнах, в которых часть титана входит, вероятно, в гранат и пироксен.

В экзоскарнах титан, как показывают химические анализы, совершенно отсутствует, хотя, как известно, андрадит весьма легко принимает в свой состав титан (вспомним титанистые андрадиты изверженных пород — меланит, шерломит; отсутствие титана в андрадитах контактовых пород давно отмечалось в литературе). Титан, следовательно, вовсе не мигрирует при образовании скарнов, а поэтому содержащие титан скарны не могли образоваться на месте известняков (если только последние не содержали титана в примеси глинистого материала или в инъекционном материале). В особенности же несомненным признаком эндоконтактовых пород является наличие сфена.

Инертным компонентом наших пород является также фосфор, входящий у нас в состав одного только апатита.

В Турьинских месторождениях примесь апатита обычна для изверженных пород и замещающих их эндоскарнов, но почти не встречается в экзоскарнах. В исключительно редких случаях скопления мелких зернышек апатита встречались в известняке около контакта с салитовым скарном (Никитинский рудник). Происхождение его здесь не выяснено — имеем ли мы дело с первичной примесью апатита в известняке, или же с перемещением фосфора? Для Турьинских рудников, в связи с исключительно инертным поведением здесь фосфора, наличие равномерно рассеянного апатита является одним из характерных признаков эндоскарнов, в отличие от экзоскарнов, но признак этот не столь надежен, так как примесь апатита возможна и в известняке, а в других скарновых месторождениях (например, Лебяжинский рудник у горы Высокой), повидимому, имеет место существенная миграция фосфора.

На основании сказанного получаем для Турьи следующие признаки отличия эндоскарнов от экзоскарнов.

Э н д о с к а р н ы :

1. В среднем составе граната $<50\%$ Andr. Наличие везувиана.
2. Пироксен, если имеется, равномерно рассеян среди граната, содержание его не превосходит примерно $\frac{1}{3}$ породы.
3. Содержание титана. Равномерная примесь апатита, сфена.

Э к з о с к а р н ы :

1. В гранате $>50\%$ Andr, везувиана нет.
2. Содержание пироксена весьма неравномерное, с реликтовыми участками пироксенового скарна среди гранатового скарна. Характерны мономинеральные пироксеновые скарны.
3. Отсутствие сфена и вообще титана. Отсутствие равномерной примеси апатита.

Выше мы повсюду отмечали, что разрастание реакционных зон происходит путем пропорционального увеличения ширины всех зон, без какого-либо качественного их изменения. Действительно, математический анализ, как мы это покажем в другой работе, приводит к заключению, что так именно и должно идти разрастание при условии плоского контакта и равномерной пористости и пропитанности раствором реагирующих пород. Этот равномерный рост зон часто нарушается в силу: 1) исчерпания одной из реагирующих пород, 2) изогнутости контакта, 3) уменьшения содержания поровых растворов в силикатовой породе с удалением от контакта, 4) реакционного изменения концентрации железа в растворах.

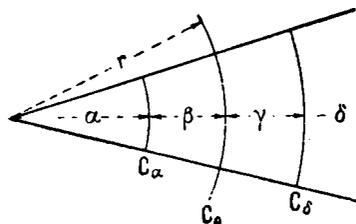
Пусть образование скарновых зон идет вдоль контактов дайки, заключенной в известняке. Исходная кварц-диоритовая порода будет все бо-

лее замещаться зонами десилицированных пород и в некоторый момент будет вся исчерпана. В этот момент прекратится диффузионный поток кремнезема из израсходовавшей внутренней зоны, тогда как поток кремнезема из десилицированной породы в сторону известняка останется еще без изменения. В силу этого степень десиликации эндоскарновых зон должна увеличиться, т. е. произойдет качественное изменение зон. Повышение степени десиликации в эндоскарнах означает повышение в них активности (потенциала) глинозема, скорость диффузии которого в экзоскарновую зону поэтому должна увеличиться, тогда как диффузия кремнезема с усилением десиликации замедлится. Это приводит к обогащению экзоскарнов глиноземом, с частичным или полным вытеснением салитовых экзоскарнов гранатовыми.

Факты, подтверждающие эти рассуждения, описывались уже выше, — наиболее десилицированные породы, вплоть до мономинеральных гроссуляровых скарнов, встречались только в полностью оскарнованных дайках.

Около таких даек зоны пироксеновых скарнов отсутствуют, но реликтовые участки их встречаются среди гранатовых экзоскарнов, вплоть до первичного контакта дайки. Это показывает, что первоначально зона пироксеновых скарнов была развита, но потом она полностью была вытеснена гранатовыми скарнами.

Рассмотрим теперь значение кривизны контакта. Пусть поверхность первичного контакта сферична и имеет радиус кривизны r (фиг. 27). К нему примыкают реакционные зоны β и γ , образовавшиеся в силу реакции пород α и δ ; ширину этих зон мы будем обозначать теми же буквами β и γ .



Фиг. 27. Образование реакционных зон β и γ в кривом контакте пород α и δ

Концентрацию кремнезема (или кальция) на границе зон α и β мы обозначим как C_α , а на границе γ и δ как C_δ ; эти концентрации мы полагаем постоянными.

Искомую концентрацию на исходном контакте обозначим C_0 (фиг. 27).

Рассматривая диффузию через какую-либо часть поверхности первичного контакта, мы, в силу сферичности поверхности, должны принимать во внимание массы пород, заключенных внутри конуса или пирамиды, построенной на этой площади с вершиной в центре кривизны. Скорость диффузии зависит здесь уже не только от разности концентраций, но и от величины и направления радиуса кривизны. Количество рассматриваемого компонента, поступающего на единицу поверхности первичного контакта со стороны зоны α , равно в единицу времени:

$$m_1 = D \frac{C_\alpha - C_0}{\beta} \cdot \frac{r - \beta}{r},$$

где D — коэффициент диффузии.

Количество того же компонента, вынесенного путем диффузии в сторону зоны δ , равно на ту же единицу поверхности и времени:

$$m_2 = D \frac{C_0 - C_\delta}{\gamma} \cdot \frac{r + \gamma}{r}.$$

(Аналогичные формулы выводятся в теории теплопроводности для диффузии тепла через сферу).

Так как у поверхности первичного контакта никаких замещений не происходит, то мы должны допустить: $m_1 = m_2$ (мы пренебрегаем здесь тем количеством вещества, которое понадобилось бы для изменения концентрации раствора; оно ничтожно, по сравнению с количеством вещества, идущим на замещение одних зон другими).

Приравнивая оба выражения, мы в конце концов получим:

$$C_0 = C_z + (C_\alpha - C_z) \frac{1 - \frac{\beta}{r}}{1 + \frac{\beta}{\gamma}} = C_\delta + (C_\alpha - C_\delta) \frac{\gamma}{\gamma + \beta} \left(1 - \frac{\beta}{r}\right).$$

При плоском контакте, когда $r = \pm \infty$ получаем $1 - \frac{\beta}{r} = 1$ и, следовательно:

$$C_0 = C_\delta + (C_\alpha - C_\delta) \frac{\gamma}{\gamma + \beta}.$$

Выше мы указывали, что при плоском контакте реакционные зоны разрастаются пропорционально их мощностям, т. е. отношение $\frac{\gamma}{\gamma + \beta}$ является постоянным, а потому постоянно и C_0 . Если же равномерность роста зон нарушается (например, в силу израсходования одной из реагирующих пород), то изменяется и концентрация в исходном контакте C_0 .

То же самое выражение для C_0 получим мы и при сферическом контакте (r имеет конечную величину) в начале роста, когда β весьма мало.

Можно было бы показать, что в начале роста отношение зон $\frac{\gamma}{\gamma + \beta}$, а следовательно и C_0 , должно иметь ту же величину, что и при плоском контакте. По мере разрастания зон величина $(1 - \frac{\beta}{r})$ уменьшается и при $\beta = r$ (т. е. при израсходовании зоны α) становится равной нулю, а $C_0 = C_\delta$ (аналогично при r отрицательном, т. е. при выпуклости контакта в сторону зон α и β , получим при $\gamma = r$, $C_0 = C_\alpha$). Отсюда следует вывод: при начале роста зон около выпуклого контакта, концентрация на месте первичного контакта и отношение мощностей зон не отличаются от тех, которые имели бы место при плоском контакте. Однако, по мере разрастания реакционных зон, концентрация в зоне первичного контакта изменяется в сторону концентрации зон выпуклой части контакта; то же будет происходить и при цилиндрическом контакте, хотя и более медленно, чем при сферическом.

Пусть контакт будет выпуклым (т. е. выпуклым в сторону известняка), и на схеме (фиг. 27) зона α соответствует кварцевому диориту, β — пироксен-плаггиоклазовой породе, γ — салитовому экзоскарну, δ — известняку. Первоначальное строение скарновых зон будет как при плоском контакте; однако по мере их разрастания концентрация раствора в зоне первичного контакта будет для кремнезема понижаться, а для кальция повышаться, приближаясь к концентрации контакта зон γ — δ . Такое изменение концентрации растворов будет способствовать появлению новой зоны гранатового скарна за счет салитовых скарнов с одной стороны и пироксен-плаггиоклазовых пород — с другой, так как поле граната, как это видно на диаграммах (фиг. 22 и 24), лежит при более низких значениях потенциала и активности кремнезема и более высоком — кальция. Этот случай сходен со случаем израсходования исходной силикатовой породы с тем отличием, что здесь обеднение кремнеземом начинается не с некото-

рого только момента, а идет с самого начала роста, т. е. в данном случае имеет место «прогрессивная десиликация» (т. е. неуклонное повышение степени десиликации внутренних зон).

Обратное будем иметь при вогнутости контакта. Пусть на той же фиг. 27 δ — кварцевый диорит, γ — эндоскарная зона, β — экзоскарн, α — известняк. По мере разрастания зон концентрации кремнезема в растворах у первичного контакта будет возрастать, а кальция — падать (при израсходовании известняка α эта концентрация сравнивается с таковой у контакта γ — δ кварцевого диорита, т. е. снова как в контакте с более наружной зоной).

Такое изменение будет препятствовать росту гранатового скарна, который может даже вовсе исчезнуть, с соответствующим ускорением роста зоны пироксенового скарна и пироксен-плагноклазовой породы.

Известно, что известняки более пористы и более проницаемы для растворов, чем силикатовые породы. Поэтому постмагматические растворы, дойдя до известняков, будут просачиваться в большей степени по известнякам, чем по силикатовым породам. В силикатовую породу они будут проникать со стороны известняка, а потому естественно ожидать, что питанность силикатовой породы раствором будет уменьшаться с удалением от известнякового контакта, даже если не принимать во внимание трещиноватость, свойственную зоне контакта. В силу этого, по мере разрастания скарнов, внутренние зоны все менее принимают участия в обмене вещества, т. е. этот случай аналогичен случаю выпуклого контакта и должен сопровождаться прогрессивной десиликацией, при которой гранатовый скарн, разрастаясь, вытесняет пироксеновый. Широкое распространение в Турьинских рудниках явлений прогрессивной десиликации говорит в пользу значительной роли этого фактора неравномерной питанности силикатовых пород раствором.

Наконец, несомненно, что высота концентрации кремнезема в реакционных зонах должна зависеть и от содержания кремнезема в реагирующей силикатовой породе: чем богаче эта порода кремнеземом, тем богаче им будет и скарновая зона.

Итак, в различных случаях скарнообразования содержание или потенциал кремнезема в десилицируемой алюмосиликатовой породе может спускаться до различного уровня и эти случаи легко обозреть. На диаграммах (фиг. 22, 23 и 24) линии *I*, *II*, *III*, *IV* дают различные последовательности реакционных зон, причем содержание и потенциал кремнезема в зоне первичного контакта опускается от случая *I* к *IV*. Последовательности зон следующие:

⌋	I и II	$P1+Q P1+Pm Pm Ka$
	III	$P1+Q P1+Pm Gr+Pm Gr Pm Ka$
	IV	$P1+Q P1+Pm Gr+Pm Gr Ka.$

Наиболее высокий потенциал кремнезема устанавливается в вогнутых участках контакта (типы *II* и *III*, мощность пироксеновых скарнов в таких участках достигает нескольких метров) и наиболее низкий — в выпуклых участках контакта и в нацело оскарнованных дайках, где пироксеновый скарн полностью отсутствует (тип *IV*).

Прогрессивная десиликация имеет место не только в двух последних случаях, но, повидимому, является довольно широко распространенной в силу неравномерной питанности растворами силикатовых пород.

На диаграмме (фиг. 28) дается схема случая, когда реакция пород началась по типу *I* и *II*, а затем, в силу прогрессивной десиликации, перешла

к типу III и, наконец, IV. Ряд наблюдений, отмеченных ранее, говорит в пользу общности такой схемы, хотя в целом этот вопрос пока еще недостаточно освещен исследованиями в рудниках.

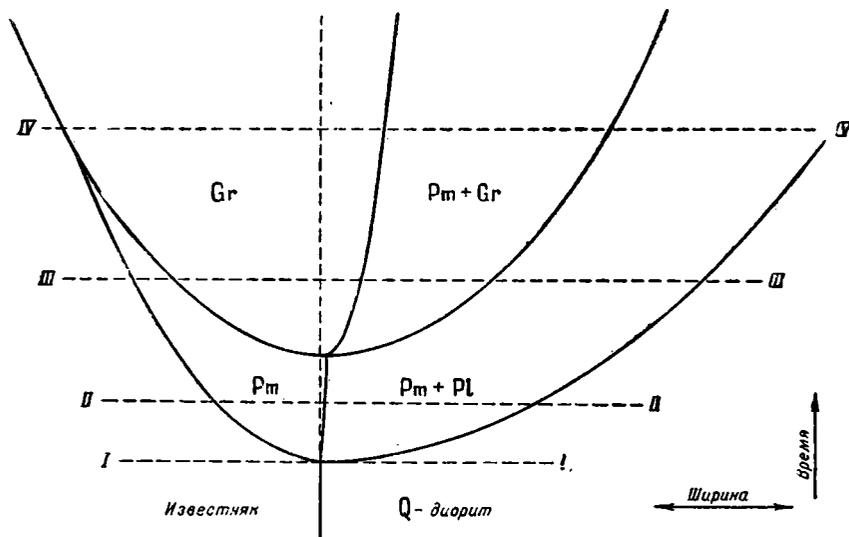
Сделаем расчет баланса инертных компонентов при образовании за счет диоритового порфирита *A* (анализ № 1 табл. 5) и известняка *D* зоны пироксен-плагиоклазовой породы *B* (анализ № 2 табл. 6) и зоны салитового скарна *C*.

Баланс вещества в первую стадию скарнообразования

Компо- ненты	A — диорито- вый порфирит № 1 (5)		B — пироксен-пла- гиоклазовая порода № 2 (6)			C — салитовый скарн № 9 (5)			D — известняки			Σ
	I вес. %	II I × 2.79 г/100 см ³	I вес. %	II I × 2.82 г/100 см ³	III II × 0.78 г/78 см ³	I вес. %	II I × 3.48 г/100 см ³	III II × 0.32 г/32 см ³	I вес. %	II I × 2.71 г/100 см ³	III II × 0.378 г/32.8 см ³	
SiO ₂	58.10	-162	47.43	138	+104	50.41	178	+57	0	-	-	-1
Al ₂ O ₃	17.11	- 48	21.08	59	+ 46	1.44	5	+ 1.6	0	-	-	-0.4
CaO	6.15	- 17	18.88	53	+ 41	20.24	70	+22.4	56.00	152	-46.4	0

т. е. в единицах объема: 100 *A* + 32.8 *D* = 78 *B* + 32 *C*.

Для каждой породы в первом столбце (I) даны весовые проценты; во втором (II)— числа, получающиеся умножением весовых процентов на удельный вес породы и выражающие количества окисла в граммах на 100 см³; числа третьего (III) столбца получены умножением чисел второго на неко-



Фиг. 28. Схема изменения строения скарновой зоны по мере ее разрастания в случае прогрессивной десиликации

Разрезы I—IV соответствуют линиям I—IV Фиг. 22, 23 и 24

торый коэффициент, выражающий относительную ширину зоны и подобранный таким образом, чтобы в суммарном составе реакционных зон отношение Si/Al оказалось таким же, как и в исходном диоритовом порфирите, и притом так, чтобы содержание ΣSiO_2 , ΣAl_2O_3 и ΣCaO в образовавшихся

реакционных породах (взято в балансе со знаком +) равнялось их содержанию в реагировавших количествах исходных пород (знак —). Эти коэффициенты для столбца VIII—0.78, СИИ—0.32 и ДИИ—0.328.

Расчет показывает, что в результате взаимодействия 100 см³ диоритового порфирита и 32.8 см³ известняка может образоваться 78 см³ пироксен-плагноклазовой породы и 32 см³ салитового скарна. Последний образуется на месте известняка, замещение которого, следовательно, не сопровождается заметным изменением объема. Но 78 см³ диоксид-плагноклазовой породы образуются на месте 100 см³ порфирита, причем будет иметь место уменьшение объема («метасоматическая контракция»).

Полученное отношение мощностей примерно соответствует тому, что удастся наблюдать в таких случаях замещения, хотя точные данные здесь отсутствуют. С увеличением степени десиликации уменьшение объема должно быть еще более заметным. Вероятно, это уменьшение объема является причиной образования характерных для десилицированных пород трещинных прожилков, сложенных более железистым, т. е. более бедным глиноземом гранатом.

Прогрессивная десиликация не является единственной причиной вытеснения пироксенового скарна гранатовым. Другой причиной является отмеченное выше повышение концентрации железа в растворах по мере разрастания скарновой зоны (т. е. восстановление нормальной концентрации железа, временно понижающейся в местах более быстрого его осаждения). В силу этого повышения становятся устойчивыми все более железистые гранаты, вплоть до андрадита. Как видно на диаграмме составов (фиг. 23), эти более железистые гранаты, если они еще содержат глинозем, могут образоваться за счет реакции салита с менее железистым гранатом и кальцитом. Замещение такими гранатами будет происходить с внутренней стороны зоны салитового скарна, т. е. со стороны первичного контакта пород, как это имело бы место и при прогрессивной десиликации. Начиная с момента, когда, в силу повышения концентрации железа, станет устойчивым чистый андрадит, салитовый скарн должен замещаться гранатом преимущественно со стороны контакта с известняком, так как андрадит образуется за счет реакции салита с кальцитом.

В Турьинских рудниках не наблюдается развития граната между пироксеновым скарном и известняком; пироксеновый скарн замещается в данном случае гранатовым изнутри, причем нередко гранат, в виде неправильных прожилков, развивается в массе пироксенового скарна (эти прожилки иногда частично параллельны контактам зон). Вероятно, в большинстве случаев вытеснения пироксеновых скарнов обе причины — повышение концентрации железа и прогрессивная десиликация — действовали одновременно. Сохранение мощных зон пироксеновых скарнов в вогнутостях контактов указывает все же, что прогрессивная десиликация являлась главной причиной в их вытеснении, а повышение концентрации железа не является достаточной причиной для вытеснения пироксеновых скарнов.

д) Закономерности размещения салитовых скарнов в Турьинских рудниках

Салитовые скарны, как будет видно в следующей главе IV, особенно легко замещаются колчеданами. Богатые сплошные колчеданные руды Турьинских рудников образуются только за счет избирательного замещения салитовых скарнов. Поэтому понимание факторов их размещения имеет весьма актуальное значение для разведочных работ на руднике и этим обра-

вдвигается то исключительное внимание, которое уделяется в этой работе анализу условий образования салитовых скарнов.

На основе выводов предыдущей главы рассмотрим размещение салитовых скарнов в Турьинских рудниках.

Образование салитовых скарнов зависит от концентрации железа в растворах, так как повышение концентраций железа сокращает поле устойчивости пироксена в пользу железистого граната. Однако наблюдения показывают, что для главных скарновых контактов Турьи эта концентрация не испытывала заметных изменений от места к месту и потому для Турьи, видимо, не является фактором размещения салитовых скарнов (выше мы отмечали понижение концентрации железа с удалением от главных путей циркуляции растворов и повышение ее по мере разрастания скарновых зон).

Богатство силикатовой породы кремнеземом должно увеличивать мощность пироксеновых скарнов. На Турье, в связи с довольно однообразным составом изверженных пород скарновых месторождений, данные в этом отношении недостаточны.

Очень большое значение имеет отношение масс взаимодействующих силикатовой породы и известняка. Если при таком взаимодействии исходная силикатовая порода окажется исчерпанной, то наступает прогрессирующая десиликация, ведущая к вытеснению пироксеновых скарнов, как это имеет место около нацело оскарнованных даек в известняках. Прогрессивная десиликация имеет место и в выпуклых контактах (здесь также масса известняка преобладает над массой взаимодействующей с ним силикатовой породы).

В случае исчерпания известняка салитовые скарны далее уже не смогут замещаться гранатовыми, так как для этого необходим кальций известняка. Поэтому, если у нас полному оскарнованию подвергся участок известняков, пересеченный дайками так густо, что первым исчерпался известняк, то этот участок будет сложен не только гранатовыми скарнами, но и пироксеновыми скарнами (и, конечно, реликтовыми участками пород дайки). В Турьинских рудниках внутри сплошной скарновой зоны с оскарнованными дайками иногда вскрывают такие участки пироксеновых скарнов, нередко оруденелых. Если же, в силу перевеса известняков, дайки будут полностью оскарнованы (т. е. гранатизированы), то и пироксеновый скарн должен быть полностью гранатизирован.

Аналогичное преобладание силикатового материала над известняком имеется в вогнутостях контакта и во включениях блоков известняка среди силикатовых пород. Из приведенной выше формулы явствует, что: чем меньше радиус кривизны первичного контакта, тем быстрее возрастает концентрация кремнезема в скарновой зоне, т. е. тем более должна преобладать зона пироксенового скарна над гранатовым; последний в некоторых случаях может совсем отсутствовать.

Действительная приуроченность участков салитовых скарнов к вогнутостям контакта проявляется в Турьинских рудниках очень ярко. Она объясняет замеченную еще В. В. Никитиным приуроченность богатых руд к вогнутостям контакта и широко используется при разведочных работах (особенно после работ нашего отряда). Мощность пироксеновых скарнов в вогнутостях достигает 2—3 м, тогда как в плоских или, особенно, выпуклых участках контакта эти скарны, как правило, отсутствуют.

Дальнейшие закономерности связаны с тем, что известняки более проницаемы для растворов, чем силикатовые породы. Поэтому выше мы допустили, что с удалением от известняка взаимодействие между силикатовой породой и раствором постепенно ослабевает, чем мы и объяснили то, что

явления прогрессивной десиликации имеют место не только при выпуклом, но и при плоском контакте. В силу этой прогрессивной десиликации зоны пироксеновых скарнов свойственны ранним стадиям скарнообразования и вытесняются в поздние стадии (фиг. 28).

Вместе с тем, раз известняки более проницаемы для растворов, то, по мере разрастания около массива скарновых зон, должно происходить отклонение путей растворов, циркулирующих вдоль контактов массива. Эти пути, вместе с границей скарнов, будут все более отодвигаться в сторону известняков, удаляясь от интрузии. Если у контакта интрузивного массива с известняком в последнем развита сеть даек, как это мы имеем в главных Турьинских рудниках, а вдоль контакта массива поднимаются растворы, то образование скарнов будет первоначально происходить только вдоль контакта массива и постепенно, по мере разрастания скарновых зон, распространяться в сторону от массива вдоль контактов даек. Перемежаемость известняка и даек у массива успеет заместиться сплошной зоной скарнов, тогда как у основания даек, отходящих отсюда в известняк, скарнообразование будет представлено только ранними стадиями (преимущественно пироксеновые скарны), а дальше от массива дайки еще не начнут реагировать с известняком. Такая именно картина видна на Фроловском и Никитинском рудниках, где ранние стадии скарнообразования, с развитием пироксеновых скарнов, сохранились только во внешней части мощной (до 100 м) сложной скарновой зоны, в особенности, в основании даек, выходящих отсюда в известняк.

Отсюда вытекают следующие указания для поисков салитовых скарнов в центральной группе Турьинских рудников.

Салитовые скарны приурочены к внешней (более удаленной от массива) части сложных скарновых полей. Их зона, прилегающая к известняку, встречается преимущественно в вогнутостях контактов, и у включений известняка в скарнах. Они связаны с контактами даек, не успевших нацело оскарноваться и сохранивших в средних частях полевошпатовый состав.

Можно предполагать наличие салитовых скарнов и внутри скарновых полей, именно там, где имеется скопление даек, избегнувших полной гранатизации, вследствие недостатка здесь известняка. Последнее предположение практикой еще не проверено.

3. ЭПИДОЗИТЫ

1) ОПИСАНИЕ ЭПИДОЗИТОВ

По минералогическому составу выделяются следующие главные разновидности эпидозитов:

мономинеральные эпидозиты, сложенные эпидотом с примесью сфена и апатита;

пироксеновые эпидозиты, содержащие, помимо эпидота, подчиненное количество (10—20%) клинопироксена типа диопсида;

кварцевые эпидозиты, содержащие иногда существенное количество кварца, в редких случаях даже преобладающего над эпидотом;

кварц-кальцитовые и кварц-кальцит-хлоритовые эпидозиты, с переменным количеством всех указанных минералов;

альбитовые и ортоклазовые эпидозиты, которые представляют разные степени эпидотизации порфириров и туфов и обычно сложены эпидотом, альбитом (0% An), кварцем и хлоритом с примесью

сфена и апатита; в некоторых случаях, вместе с эпидотизацией, имеет место адуляризация (ортоклазизация) альбита, с образованием ортоклазовых эпидозитов.

Почти всегда эпидозиты содержат примесь сфена и апатита, наличие которых указывает на образование их за счет изверженных или туфовых пород.

Из минералов эпидозитов гистерогенному разложению особенно часто подвергся пироксен, который обычно замещается кварцем и кальцитом, часто с вросшими в них тончайшими параллельными волокнами актинолита, замещаемого, в свою очередь, хлоритом, сохраняющим форму волокон актинолита. Расположение этих тончайших и иногда исчезающих волокон сохраняет следы крупных зерен растворившегося пироксена. В участках, где эти волокна вполне исчезли, остаются только вмещающие их крупные зерна кварца и кальцита, т. е. мы имеем однородный кварц-кальцитовый эпидозит, дающий в отдельных участках все переходы от кварцевого эпидозита до кальцитового эпидозита. Реже пироксен замещается волокнистым амфиболом или хлоритом.

При полностью разложившемся пироксене эпидот часто еще совершенно не затронут разложением. Разложение эпидота особенно тесно связано с оруденением эпидозитов. В этом случае, в одном и том же пласте, но в различных участках, эпидот испытывает весьма разнообразные замещения, замещаясь то кварцем, то кальцитом, то хлоритом или серицитом, с одновременным выделением рудного минерала — гематита, пирита, пирротина, халькопирита.

Большинство кварц-кальцитовых эпидозитов по реликтовым структурам или по залеганию безусловно является разложившимися пироксеновыми или иными эпидозитами из первично не содержавших кальцита. К этому вопросу мы еще вернемся.

Структура эпидозитов в общем зависит от условий их образования. В пироксеновых эпидозитах и тесно с ними связанных мономинеральных эпидозитах зерна эпидота обычно изометричны или коротко призматичны, что обуславливает гранобластовую структуру. В кварцевых и кварц-кальцитовых эпидозитах, возникающих в менее высокотемпературных условиях, эпидот обычно образует удлиненные призмы. Величина зерен эпидота в разных эпидозитах обычно колеблется около 1 мм и достигает нескольких миллиметров в длину.

В составе эпидота в разных эпидозитах, судя по углу оптических осей (согласно диаграмме Винчеля, 1927), содержание феррисиликата колеблется от 26 до 39 мол. % ($2V$ от -75.5 до -67.5°). Только в альбитовых эпидозитах встречены менее железистые эпидоты с $2V = -81, -81.5^\circ$, т. е. с 18% феррисиликата. В пироксеновых и мономинеральных эпидозитах наиболее железистые эпидоты встречаются чаще, чем в других эпидозитах.

К эпидозитам относятся также эпидотизированные эндоскарны и оклоскарновые породы. Первые являются эпидозитами с реликтивными зернами граната, вторые — с зернами плагиоклаза или альбита.

С пироксеновыми эпидозитами ассоциируются салитовые скарны, по внешности весьма сходные с салитовыми скарнами центральных рудников. Они сложены салитом, ближе не изученным. Структура их — зернистая или параллельно шестоватая, от среднезернистой до грубозернистой. Салитовые скарны, связанные с эпидозитами, актинолитизированы чаще, чем это имеет место для салитов зон пироксен-гранатовых скарнов.

С пироксеновыми эпидозитами ассоциируются также пироксен-плагиоклазовые породы, представляющие диопсидизированные и, отчасти,

десилицированные порфириды и туфы. Они сложены альбитом или реже олигоклазом и клинопироксеном типа диопсида или, быть может, диопсидового авгита, с примесью сфена и апатита. Часто они содержат также эпидот и гистерогенные амфибол, хлорит, кальцит и пр. Почти всегда реликтовая порфиристая структура породы достаточно ясна, при величине зерна пироксена порядка 0.5 мм.

Можно выделить следующие типы эпидозитов:

1) Эпидозиты, связанные с зонами пироксен-гранатовых скарнов. На всех рудниках между зоной пироксен-гранатовых скарнов и околоскарновыми породами имеется прерывающаяся, но местами довольно правильная зона эпидозита, шириной до нескольких метров. Это преимущественно пироксеновые эпидозиты, отчасти кварц-кальцитовые и другие эпидозиты. Обычно они содержат реликтовые участки пироксен-гранатового эндоскарна или реже околоскарновой породы. Эти эпидозиты содержат лишь незначительную вкрапленность пирита, иногда примазки молибденита. Эпидот этих эпидозитов обычно сохраняет свою свежесть, тогда как пироксен часто разложен.

2) Пластовые эпидозиты, образовавшиеся за счет известковых туфопесчаников и туфосланцев. Они сложены различными эпидозитами и обычно отличаются от следующего типа мелкозернистостью и отсутствием промышленного оруденения. Этот тип эпидозитов распространен особенно в районе Васильевского рудника, но также и в южной группе рудников.

3) Пластовые рудные эпидозиты, типичные для Богословского и Суворовского рудников. Они залегают в виде неправильных пластов, мощность которых достигает 10 и даже 15 м. Текстура их неоднородна, что находится в связи с происхождением их за счет эпидотизации сетчатой инъекции известняков диоритовыми порфиридами. Неоднородность их обычно заметна уже в шлифе, где видно чередование участков пироксенового и мономинерального эпидозита со скоплениями салита, а местами и кальцита, с зональностью: а) кальцит—б) салит—с) эпидозит. Встречаются также участки диоритового порфирита и известняка, содержащего прожилочки порфирита или эпидозита. Пластовые эпидозиты часто сильно разложены, местами до полного исчезновения в них эпидота, и несут в этих случаях промышленное медно-колчеданное оруденение.

4) Живообразные зоны и включения эпидозитов в порфиридах и туфах. Зоны эпидотизации особенно типичны для некоторых участков пропилитизированных пород. В породах актинолит-эпидотовой ступени метаморфизма жилки и включения сложены амфиболовым эпидозитом, а в породах хлорит-эпидотовой ступени — мономинеральным эпидозитом.

Замкнутые включения эпидозита в туфах и порфиридах часто имеют округлую форму с поперечником от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров. Некоторые из этих включений в середине сложены кальцитом, а по краям эпидозитом, причем в породах амфибол-эпидотовой ступени между ними наблюдается еще каемка амфибола. Эти округлые включения эпидозита произошли скорее всего за счет включений известняка. Живообразные, иногда извилистые зоны эпидозитов в пропилитизированных породах часто весьма неправильны и местами могут приобретать вид пятен эпидотизации. Ширина этих зон и жилок весьма различна, от нескольких миллиметров до нескольких дециметров. Образование их, видимо, находится в связи с наличием среди туфов известковых прослоев, которые взаимодействовали с туфами и порфиридами по системам трещин.

При простых метаморфических явлениях, например при пропилитизации, образование эпидота происходит за счет Al, Fe, Ca и Si породы. Результатом такой метаморфической эпидотизации пород порфиритового состава являются альбитовые породы с подчиненным содержанием эпидота. Настоящие эпидозиты в этом случае могли бы образоваться лишь за счет пород состава, слишком необычного для Турыи. Более всего сюда подходят гранатовые эндоскарны и десилицированные околоскарновые породы, как это видно из расположения точки состава эпидота на диаграмме Ca — Si — Al (фиг. 24). Однако и здесь наблюдается несоответствие в отношении содержания железа: железистые эпидоты по отношению Ca : Si : Al располагаются между гроссуляром и основными плагиоклазами, которые почти лишены железа. Поэтому широкое замещение эпидозитами эндоскарнов указывает, что этот процесс шел в условиях подвижности железа. Но и в этих условиях образование мономинеральных эпидозитов и биминеральных пироксеновых эпидозитов могло бы иметь место только за счет частично гранатизированных околоскарновых пород, тогда как пироксен-гранатовые скарны, как видно на диаграмме (фиг. 24), должны были бы замещаться кальцит-пироксеновыми эпидозитами. Широкое развитие в скарновых зонах именно пироксеновых (без кальцита) и мономинеральных эпидозитов приводит к заключению, что их образование происходило в условиях не только полной подвижности железа, но местной миграции также и Ca, т. е. в условиях продолжающегося реакционного метасоматоза.

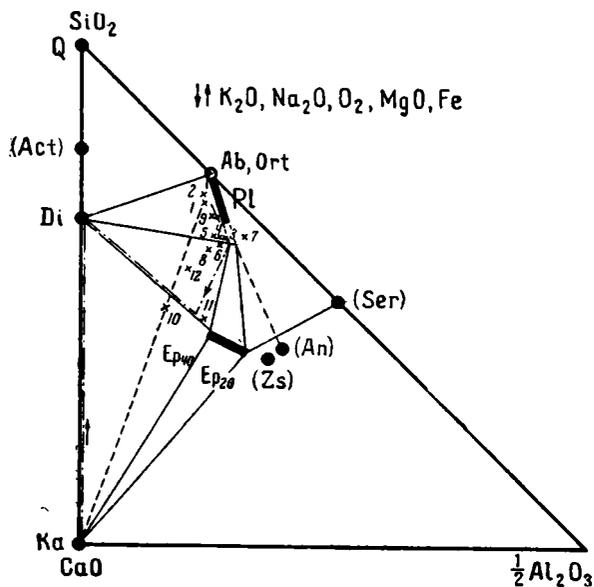
В предыдущей главе (II. «Метаморфические явления») уже рассматривалась диаграмма состав—парагенезис (фиг. 7), относящаяся к промежуточному интервалу температуры, при котором гранат и эпидот устойчивы одновременно, причем эпидот развивается на месте бедных железом гранатов. При постепенном понижении температуры процесса скарнообразования может осуществиться эта промежуточная стадия, когда известняк будет замещаться железистыми гранатовыми скарнами, а зона пироксен-плагиоклазовых пород будет замещаться не пироксен-гроссуляровыми скарнами, а эпидозитами, которые будут замещать также и уже сформировавшиеся эндоскарны.

Эпидозиты Фроловского и Никитинского рудников обычно обнаруживают реликтовые участки скарна и, следовательно, образовались замещением его. Но нередко такие реликты вполне отсутствуют и тогда можно предположить рост скарновой зоны в условиях промежуточной ступени (фиг. 7), когда зона эпидозитов существовала и росла одновременно с зоной гранатовых экзоскарнов. За это говорит иногда очень правильное развитие зоны эпидозитов (Никитинский рудник). В единичных случаях наблюдались даже жилки граната в эпидозитах, указывающие на их одновременную устойчивость.

Обратимся теперь к пластовым эпидозитам. Они имеют двойное происхождение. Некоторые из них замещают мелкозернистые известковые туфы типа туфопесчаников и туфосланцев. Замещение таких пород эпидотом может происходить без изменения соотношения Ca : Al : Si, но обязательно с привнесением железа, т. е. может происходить лишь в зонах весьма интенсивного метасоматоза, где и магний ведет себя подвижным образом. Хотя по своему составу эти эпидозиты благоприятны для последующего медного оруденения и местами несомненно могут быть оруденелыми, однако мне неизвестны случаи их промышленного оруденения. Слабые разложимость

и оруденение резко отличают их от следующего типа мигматитовых эпидозитов.

Особый тип представляют эпидозиты, образовавшиеся за счет известковых мигматитов. В основном они представлены пироксеновыми эпидозитами, реже амфиболовыми эпидозитами. В условиях довольно высоких температур образования этих пород, кальций, как видно из изучения метаморфических явлений, имел довольно слабую подвижность и поэтому привнос его издалека при эпидотизации представляется невероятным. И, действительно, образование эпидозитов на Турье всегда связано с реакционным метасоматозом около известняков. В частности, эти пластовые эпидозиты Турье образовались на месте известняков, тонко инъектированных диоритовыми порфиритами, как было описано в первой главе этой работы (I. «Магматические явления»). Открытием этой инъекции объяснилось много загадочных вопросов в генезисе пластовых эпидозитов. Тонкое перемешивание известкового и силикатового материала в этой инъекции объясняет сравнительную однородность пластовых эпидозитов. Эпидотизация тонких прожилков порфирита в известняке объясняет соотношения, которые были истолкованы ранее, как замещение известняка эпидозитом. Такое замещение известняка алюмосиликатовой породой представлялось загадочным, так как даже в более высокотемпературную стадию оскарнивания глинозем выносятся в известняк в самой незначительной степени. Вместе с тем, наличие инъекции объясняет тот факт, что, с приближением к пластовым эпидозитам (как сверху, так и снизу по керну скважин), происходит повышение температуры метаморфизма вмещающих пропилитизированных пород, со сменой хлорита амфиболом и появлением затем диопсида. Наконец, естественной является также довольно резкая граница между средне- или грубозернистым эпидозитом и вмещающими тонкозернистыми и слабо измененными туфами и порфиритами, что сначала являлось непонятным.



Фиг. 29. Диаграмма состав—парагенезис для пород зон пироксеновых эпидозитов

Крестики с числами — анализы пород из табл. 7; пунтир (тире-точка) со стрелками — направление изменения состава пород при реакционном взаимодействии

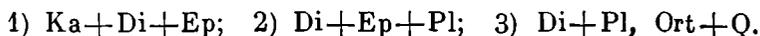
стыми и слабо измененными туфами и порфиритами, что сначала являлось непонятным.

Наконец, частое оруденение этих эпидозитов обусловлено тесной связью их с малыми интрузивными телами.

Для анализа процессов образования эпидозитов нужно, прежде всего, установить парагенетические отношения минералов в них. Анализ парагенезисов показывает, что при образовании эпидозитов, как и при скарнообразовании, инертно вели себя из главных элементов только Ca, Al и Si, которые и должны являться компонентами при составлении диаграммы. Добавочными минералами являются, как и в скарнах, сфен и апатит.

В главе II «Метаморфические явления» приводились уже эти парагенетические диаграммы для трех различных температурных ступеней.

Диаграмма (фиг. 29), как и диаграмма (фиг. 8), относится к стадии образования пироксеновых эпидозитов. Из полевых шпатов здесь устойчивы только кислые плагиоклазы типа олигоклаза и вплоть до альбита. Иногда альбит замещается ортоклазом, дающим ассоциацию с диопсидом. Однако в эту стадию адуляризация происходит гораздо реже, чем в последующую стадию амфиболовых эпидозитов. На диаграмме (фиг. 29) показаны следующие тройные устойчивые ассоциации:



Полевые шпаты иногда содержат серицит, в отношении которого неясно — может ли он быть одновременным с диопсидом, или он всегда является более поздним?

К менее высокотемпературной стадии относится диаграмма (фиг. 10), которой отвечают амфиболовые эпидозиты. Последние, откуда исключаются сейчас апопироксеновые разности, развиты и на Суворовском, и на Богословском рудниках, хотя они и менее распространены, чем пироксеновые эпидозиты. От предыдущей эта стадия отличается только тем, что, вместо пироксена, здесь образуется роговая обманка уралитового типа. Возможно, что некоторое значение имеет промежуточная стадия, с устойчивым парагенезисом эпидота с амфиболом и пироксеном одновременно.

Наконец, к еще более низким температурам относится диаграмма (фиг. 13), повторенная на фиг. 33. В эту стадию амфиболы уже неустойчивы, и эпидот ассоциируется с кварцем и кальцитом одновременно.

Обратимся первоначально к пироксеновым эпидозитам.

В табл. 7 собраны химические анализы пород Богословского рудника. Это, за исключением трех последних анализов № 10—12, старые анализы ФГМ и, повидимому, не отличающиеся точностью, но для наших целей они достаточны. Анализы табл. 7 под теми же номерами нанесены на диаграмму (фиг. 29). Первые два анализа (№ 1 и 2) дают составы нормальных для месторождения амфиболо-порфириновых туфов, довольно свежих. Анализы № 3—9 дают составы тех же туфов и порфиринов, но захваченных эпидотизацией и диопсидизацией. Почти все они взяты из непосредственных контактов с рудными эпидозитами двух главных пластовых залежей Богословского рудника (верхняя «главная жила» и «нижняя параллельная жила»). Так как на Богословском руднике, за исключением самых верхних горизонтов, развиты только пироксеновые эпидозиты, то все эти породы, очевидно, сформировались в одну и ту же стадию пироксеновых эпидозитов. Наконец, анализ № 10 относится к пробе наименее оруденелого эпидозита пласта «промежуточной залежи» (кern скважины № 96 ТСГРП) и представляет состав пироксенового эпидозита рудного пласта, притом взятого в виде пробы по керну, а не в виде отдельного куска. Анализ № 11 — пироксеновый эпидозит, а анализ № 12 — мелкозернистый эпидозит с пироксеном и полевым шпатом.

Характерно, что состав пробы пироксенового эпидозита (анализ № 10) падает как раз на соединительную линию составов известняка и исходных порфириновых пород № 1 и 2. Это и естественно, так как он является конечным продуктом их взаимодействия, с некоторым избытком кальцита. Изменение боковых пород № 3—9 сравнительно с неизменными № 1 и 2 выразилось в десиликации и небольшом обогащении кальцием, а для пород № 5, 6 и 9 также в обеднении железом. Наводит на размышление факт кучного расположения составов всех этих измененных пород на диаграм-

Компо- ненты	1		2		3		4		5		6	
	Вес. %	Молек. колич.	Вес.	Молек. колич.	Вес. %	Молек. колич.	Вес. %	Молек. колич.	Вес. %	Молек. колич.	Вес. %	Молек. колич.
SiO ₂	56.92	948	59.54	993	55.99	932	53.44	890	59.05	985	58.44	973
Al ₂ O ₃	17.62	173	18.00	177	22.12	217	19.84	195	21.47	211	22.14	217
Fe ₂ O ₃	5.46	34	4.56	28	3.31	21	4.21	26	0.17	1	0.20	1
FeO	1.86	26	0.41	6	1.89	26	1.86	26	след.	0	—	—
MnO	0.38	5	0.06	1	0.03	0	0.29	4	1.22	17	0.86	12
MgO	4.36	109	1.96	49	3.09	77	2.54	64	2.90	72	2.23	56
CaO	5.14	92	5.03	90	6.47	115	7.10	127	8.53	152	9.11	163
Na ₂ O	2.82	46	2.12	34	4.05	65	4.45	72	1.05	17	1.99	32
K ₂ O	2.53	27	3.64	39	0.29	3	0.95	10	0.13	1	0.26	3
CO ₂	1.26	29	1.20	27	0.14	3	0.32	7	2.73	62	2.15	49
S	—	—	—	—	0.09	3	—	—	0.41	13	0.65	20
SO ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	1.02	13	1.60	20
H ₂ O+	1.70	94	1.94	108	1.06	59	2.18	121	0.96	53	0.75	42
H ₂ O—	1.24	—	1.94	—	1.77	—	2.15	—	1.32	—	1.30	—
Σ	101.29		100.39		100.30		99.33		100.96		101.68	

ме (фиг. 29). Если бы обогащение кальцием было связано с новообразованием при метасоматозе эпидота, то совершенно непонятно, почему во всех этих породах развилось лишь небольшое равномерное содержание этого эпидота, что не согласуется с теорией метасоматоза. Вероятнее предположение, что первоначально все эти породы являлись десилицированными диопсид-плаггиоклазовыми породами; а затем плаггиоклаз и частично диопсид подверглись в них разложению с образованием эпидота. Это приводит нас к выводу, что в стадию образования пироксеновых эпидозитов были устойчивы плаггиоклазы с содержанием до 35% An, хотя сейчас, очевидно, в силу гистерогенного разложения, около эпидозитов встречаются лишь олигоклаз-альбиты и альбиты. Бедность железом пород № 5, 6 и 9 табл. 7 связана, очевидно, с тем выносом железа, который должен иметь место при замещении порфирита диопсид-плаггиоклазовой породой.

Самый ход реакционного взаимодействия можно проследить на проекциях поверхности химических потенциалов диаграммы (фиг. 30) и на диаграмме активностей (фиг. 31). Обе эти диаграммы выведены из диаграммы состав—парагенезис (фиг. 29) и по принципам построения вполне аналогичны диаграммам (фиг. 22 и 24). Диаграмма (фиг. 30) дает три проекции поверхности химических потенциалов на плоскости $\mu_{\text{Si}}-\mu_{\text{Al}}$; $\mu_{\text{Al}}-\mu_{\text{Ca}}$ и $\mu_{\text{Ca}}-\mu_{\text{Si}}$. На каждой проекции прерывистой линией даны эквипотенциальные линии третьего компонента, которые являются как бы горизонталями поверхности потенциалов. Каждому минералу соответствует определенное поле устойчивости, причем на поле Pl и Ep проведены еще более тонкие линии, каждая из которых соответствует какому-то постоянному составу минерала. Диаграмма (фиг. 31), аналогично с диаграммой (фиг. 24), дает идеальный состав межпорового раствора (точнее соотношение активностей Ca, Al и Si в нем), в зависимости от минералогического состава породы реакционной зоны.

7		8		9		10		11 (1017)		12 (1737)	
Вес. %	Молек. колич.	Вес. %	Молек. колич.	Вес. %	Молек. колич.						
54.98	915	53.91	898	66.45	1108	38.23	636	38.18	636	46.98	793
23.34	229	20.17	198	21.93	215	11.87	117	17.10	168	15.27	150
2.86	18	6.31	39	1.96	12	10.90	198	9.30	58	6.36	40
1.03	14	0.11	2	0.48	7			4.57	63	3.04	42
0.96	13	2.49	35	0.75	11	0.64	8	0.73	10	0.23	3
0.93	23	0.21	5	1.26	31	3.20	801	2.38	58	3.56	88
4.58	82	10.56	188	7.66	137	24.65	440	21.89	391	15.40	275
5.44	88	2.47	40	0.61	10	0.23		0.42		3.27	
1.30	14	0.91	10	0.45	5						
2.43	55	0.45	10	1.26	29	0.54		0.03		0.03	
0.13	4	0.65	20								
		1.64	20					п. пр.		п. пр.	
0.96	53	0.76	42	1.26	70			4.53		4.74	
0.96		0.56		2.13				TiO ₂		TiO ₂	
								0.53		0.67	
								P ₂ O ₅		P ₂ O ₅	
								0.15		0.10	
99.90		101.20		106.20		90.26		99.81		99.65	

Пояснение к таблице 7

Анализы № 1—9 произведены в лаборатории Федоровского геологического музея в 1908—1912 гг., номера скважин ФГМ. Анализы № 10—12—в лаборатории Уральского геологического управления. Анализы № 11 и 12 делали Каретина и Кац.

Содержание в анализах 10—12 в % на высушенное при 110° вещество.

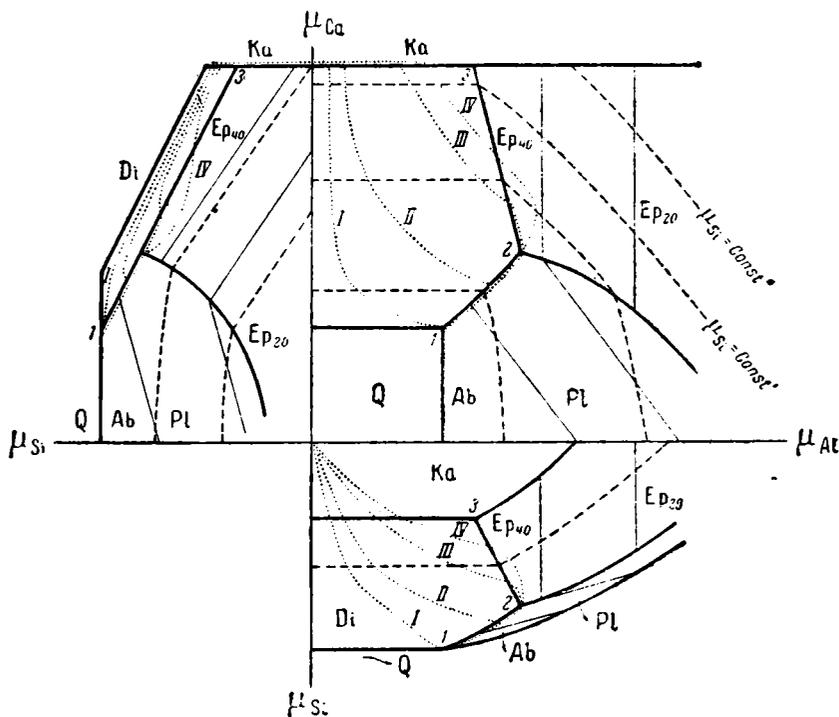
1. Туф андезиофира (порфирита) роговообманкового. Богословский рудник, св. 60, глуб. 27. 80 м.
2. То же, глуб. 28.03 м.
3. Роговообманковый порфирит в лежащем боку «параллельной жилы» Богословского рудника.
4. Разложенный апоамфиболовый порфирит, св. 62, глуб. 0.22 — бок главной залежи Богословского рудника.
5. Диопсидизированный туф порфирита. Богословский рудник, св. 1, глуб. 14.29 саж.
6. То же, св. 1, глуб. 16.08 саж.
7. Эпидотизированный порфиритовый туфопесчаник лежащего бока «параллельной жилы» Богословского рудника.
8. Эпидотизированный порфирит. Лежащий бок главной залежи Богословского рудника.
9. Эпидотизированный туф порфирита. Богословский рудник, св. 63, глуб. 26.08 м.
10. Эпидозит из рудной «промежуточной» залежи Богословского рудника, св. 69 ТСГРП.
11. Пироксеновый эпидозит. Состав: эпидот, диопсид, смесь кальцита Богословский рудник, св. 110, глуб. 162.40 м, обр. № 1017 ТСГРП.
12. Мелкозернистый эпидозит пироксен-полевошпатовый. Там же, св. 124, глуб. 236.28 м, обр. № 1727 ТСГРП.

Диаграммы (фиг. 30 и 31) весьма сходны с ранее рассмотренными диаграммами (фиг. 22 и 24). Поэтому, после подробно рассмотренных выше явлений оскарнования, можно по отношению к аналогичным явлениям разрастания зон эпидозитов ограничиться более краткими указаниями, тем более, что эти явления значительно менее изучены.

Различные случаи образования зон эпидозитов, как это имело место и для скарнов, отличаются более всего высотой потенциала или активности глинозема, достигаемого им в зонах взаимодействия, в связи с раз-

личной степенью десиликации. На диаграммах (фиг. 30 и 31) проведены четыре линии I—IV возможного хода выравнивания потенциалов (активностей) между известняком, с одной стороны, и кварцполевошпатовой породой (например, порфирит кислого состава) — с другой. Этим линиям соответствуют следующие разрезы реакционных зон:

- I и II: 1) порфирит метаморфизованный (Pl, Di, $Q \pm Ap$, Sph);
 2) десилицированный порфирит (Pl, Di, $\pm Ap$, Sph);
 3) пироксеновый скарн (Pm);
 4) известняк (Ka).
 III. 1) и 2) как выше;
 3) пироксеновый эпидозит (Ep, Di $\pm Ap$, Sph);
 4) Pm; 5) Ka.
 IV. 1) и 2) как выше.
 3) мономинеральный эпидозит (Ep $\pm Ap$; Sph);
 4) Pm; 5) Ka.



Фиг. 30. Три проекции поверхности химических потенциалов, выведенные из диаграммы фиг. 29

Жирные линии — границы полей устойчивых минералов; тонкие сплошные линии на полях плаггиоклаза и эпидота соответствуют некоторым постоянным составам этих минералов; черточный пунктир — эквипотенциальные линии для третьего компонента; точечный пунктир I—IV — линии выравнивания химических потенциалов компонентов в реакционных зонах при разных типах или стадиях взаимодействия

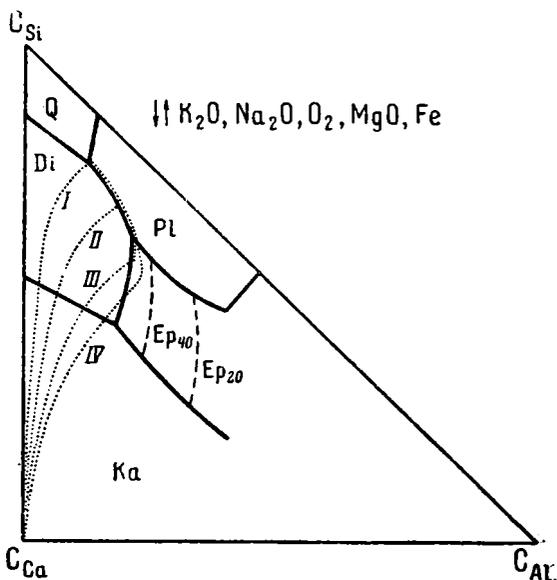
Наиболее обычным является случай III, с образованием пироксенового эпидозита. Часто имеем случай переходный от III к IV, когда пироксеновый эпидозит со стороны зоны пироксенового скарна переходит в мономинеральный эпидозит.

Случай II и IV в чистом виде, повидимому, не проявляются, к ним только имеются приближения. К сожалению, в силу затопленности руд-

ников с рудными эпидозитами, наблюдения над эпидозитами недостаточны. Наблюдаемые различия в степени десиликации, по аналогии со скарновыми зонами, естественно можно объяснить широким распространением явления прогрессивной десиликации, вызываемой неравномерной пропитанностью растворами силикатовой породы. Ход разрастания реакционных зон при прогрессивной десиликации может быть представлен схемой (фиг. 23). Из этой схемы видно, что, по мере увеличения ширины зон, имеется переход от последовательности зон типа I—II к типу IV.

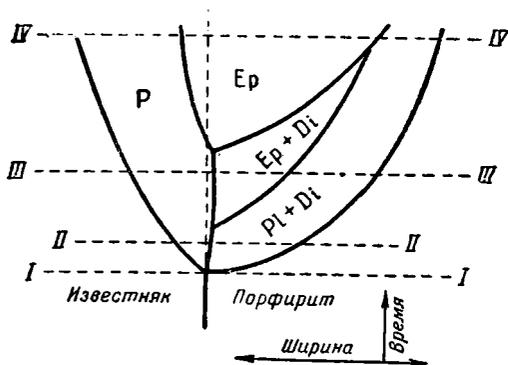
Рассматриваемая система является закрытой в отношении Si, Ca и Al и поэтому средний состав продуктов взаимодействия должен лежать на линии (диаграмма фиг. 29), соединяющей точки исходных пород, т. е. известняка и порфирита. Поэтому, при наличии зоны мономинерального эпидозита, обязательно должна иметься также пироксеновая зона и она не может быть вытеснена эпидозитом. В этом имеется отличие от высокотемпературного оскарнования, при котором пироксеновая зона может быть нацело

вытеснена гранатовым скарном. Сохранение пироксеновых зон хорошо видно в апомигматитовых



Фиг. 31 Схема соотношения между минералогическим составом пород зон пироксеновых эпидозитов и составом поровых растворов, выведенная из диаграммы фиг. 29

Точечный пунктир — ход изменения состава растворов между реагирующими породами в разных типах или стадиях взаимодействия



Фиг. 32. Последовательные разрезы через зоны пироксеновых эпидозитов в стадии I—IV взаимодействия

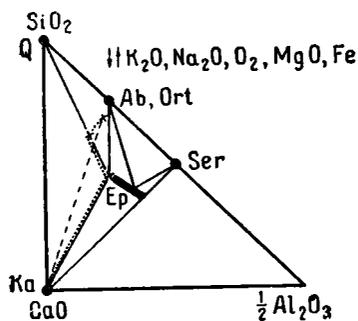
известняке, которые не обнаруживают каемки пироксена. Повидимому, здесь, в силу более основного состава порфирита прожилка или в силу

эпидозитах, в которых реакционное взаимодействие обычно протекло до конца и которые сложены пироксеновыми и мономинеральными эпидозитами со всюду рассеянными среди них пироксеновыми участочками, заключающими внутри себя места остаточный кальцит. Известковые включения в туфах и порфиритах в эту стадию оказываются замещенными в центральной части пироксеновым скарном, окруженным эпидозитом. Исключение представляют некоторые эпидотизированные прожилки порфирита в известняке, которые не обнаруживают каемки пироксена. Повидимому, здесь, в силу более основного состава порфирита прожилка или в силу

менее интенсивного взаимодействия, дело ограничивается проникновением одного кальция в прожилки, с замещением его пироксеновым эпидозитом, без встречного выноса кремнезема, т. е. без десиликации.

Произведем следующий подсчет. Десилицированный порфирит № 3 табл. 7 содержит на 100 г породы 22.1 г Al_2O_3 и 56.0 г SiO_2 , тогда как в исходном порфирите № 2 той же таблицы, содержащем 18.0% Al_2O_3 и 59.5% SiO_2 , на 22.1 г Al_2O_3 приходится 73.1 г SiO_2 . Поэтому, при переходе породы № 2 в породу № 3, с сохранением всего глинозема, на каждые 100 г породы № 3 освобождается $73.1 - 56.0 = 17.1$ г SiO_2 , что может дать 33 г пироксенового скарна, содержащего 51.7% SiO_2 и лишённого глинозема. При переходе того же порфирита № 2 в мономинеральный эпидозит (Er_{40} с содержанием 18.8% Al_2O_3 и 36.8% SiO_2) на каждые 100 г эпидозита будет освобождаться 25.3 г SiO_2 , что даст 49.0 г пироксенового скарна, содержащего 51.7% SiO_2 . Итак, одной весовой единице десилицированного порфирита соответствует 0.33 единицы пироксенового скарна, а одной единице мономинерального эпидозита — 0.5 пироксенового скарна. Объемные соотношения будут того же порядка, что и весовые, как это принято на схеме разрастания эпидозитовых зон (фиг. 32). На этой схеме абсцисса дает расстояние, а ордината время, причем предполагается, что температура при росте существенно не меняется.

При образовании пироксеновых эпидозитов мощность реакционных зон несравненно меньше, чем это имеет место при обычном скарнообразовании. Особенно резко сокращается при этом зона замещенных известняков. Точные замеры ширины зон отсутствуют, но в общем обычно они измеряются сантиметрами и дециметрами. Та часть эпидозитовой зоны, которая заместила известняк, едва ли может превосходить несколько сантиметров ширины. Мощность пироксеновых экзокскарнов едва ли достигает где-либо метра. Еще менее ясна максимальная мощность эндоконтактной метасоматической зоны, но она, видимо, может достигать нескольких метров. Таким образом, замещение эпидозитами пластов известняка исключается и образование залежей эпидозитов возможно лишь за счет пластов смешанного известково-силикатового состава, каковыми являются известковые туфы и, особенно,



Фиг. 33. Диаграмма состав — парагенезис для пород зон кварцевых эпидозитов

Пунктиром показан ход изменения состава в реакционных зонах

то нет надобности отдельно рассматривать процесс их формирования, поскольку он сходен с рассмотренным выше.

Своеобразные особенности встречаются при образовании наиболее низкотемпературных эпидозитов, образование которых происходит в хлорит-эпидотовую стадию пропилитизации. Амфибол в эту стадию неустойчив, и диаграмма парагенезисов метасоматических пород имеет для этой стадии вид (фиг. 33), с устойчивыми тройными ассоциациями:

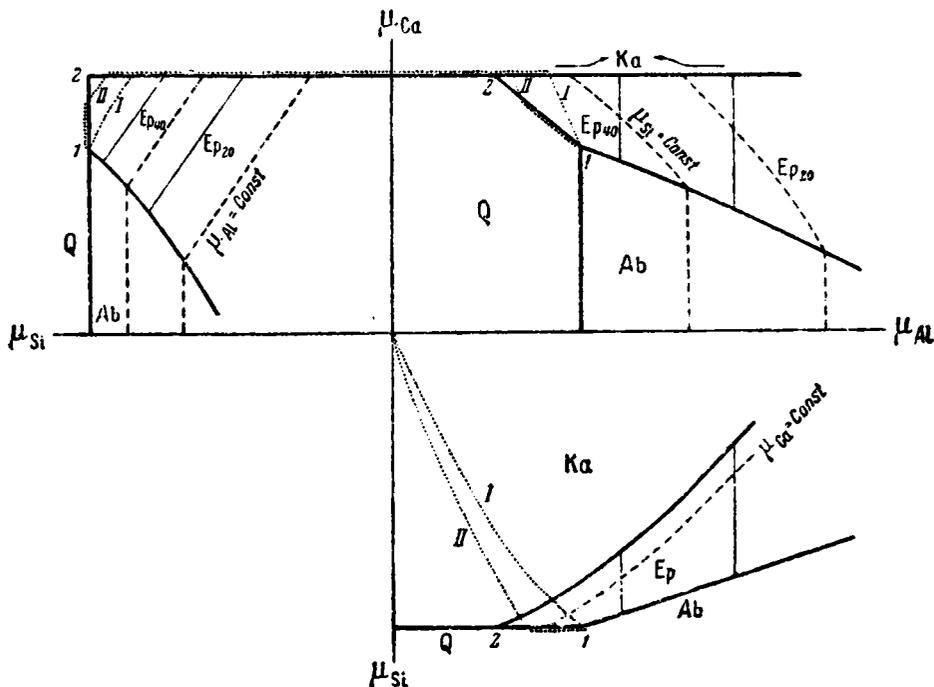
- 1) $Ka + Q + Ep$; 2) $Q + Ep + Ab, Ort$; 3) $Ab, Ort + Ep + Ser$.

Из этой диаграммы выведены три проекции поверхности химических потенциалов (фиг. 34) и диаграмма активностей (фиг. 35).

При анализе, согласно этим диаграммам, процесса взаимодействия мы приходим к интересному заключению, что здесь не только не может иметь места десиликация полевошпатовой породы, но, наоборот, должно иметь место обеднение ее глиноземом. Действительно, кремнезем, диффундируя в известняк, может отлагаться в нем только вместе с глиноземом в виде эпидота. Отложение в виде кварца невозможно потому, что кварц в обеих породах обладает одной и той же величиной потенциала, а, следовательно, нет причин для его перемещения. Но отношение Al/Si в эпидоте выше, чем в породе порфиритового состава и потому, по мере замещения известняка эпидозитом, околэпидозитовая порода должна обогащаться кремнеземом. Поэтому для породы, например, альбитового состава последовательность реакционных зон должна быть такова:

- 1) Ab; 2) Q+Ep; 3) Ep; 4) Ka.

Известняк при этом замещается моноэпидозитом, а порфирит — кварцевым эпидозитом, богатым кварцем. Активность глинозема, по мере



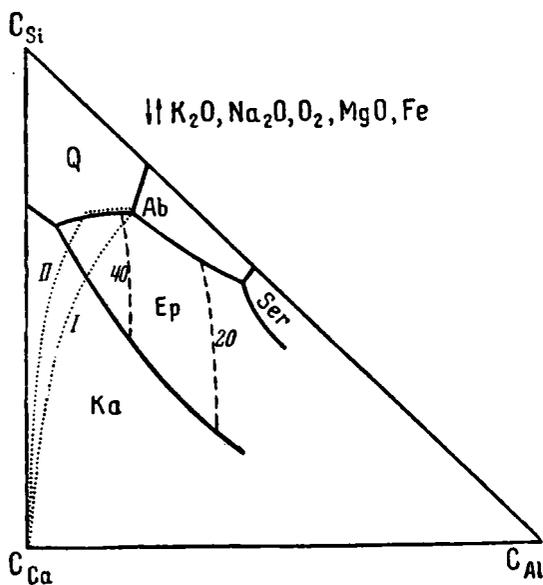
Фиг. 34. Три проекции поверхности химических потенциалов, выведенные из диаграммы фиг. 33

Значение линий такое же, как на фиг. 22 и 30

взаимодействия, в данном случае, не повышается, а наоборот, понижается.

Действительно, при эпидотизации туфов и порфиритов весьма часто наблюдается такое обогащение их кварцем, которое с несомненностью связано с понижением отношения Al/Si . Однако это явление недостаточно

освещено наблюдениями и требует еще дальнейшего изучения. Указываемое здесь замещение известняка моноэпидозитом имеет и в эту стадию подчиненное развитие и едва ли распространяется в глубину известняка более, чем на несколько сантиметров или, самое большее, единичных дециметров. Наоборот, в сторону силикатов пород эпидотизация этой стадии распространяется несравненно дальше, чем в диопсид-эпидотовую стадию. В особенности же далеко распространяется эпидотизация вдоль трещин. Эти особенности распространения объясняются тем, что с понижением температуры подвижность кальция резко возрастает и абсолютно, и сравнительно с подвижностью глинозема. В силу этого резко возрастает ширина эндометасоматической зоны, по сравнению с экзометасоматической; кроме того, возрастает влияние на растворы трещин. В результате, если эпидотизация диопсид-эпидотовой ступени всегда явно приурочена к контакту с известняками, в амфибол-эпидотовую стадию она распространяется несколько шире, а в хлорит-эпидотовую ступень эпидотизация порфиритов и туфов по трещинам распространяется, по видимому, на десятки метров от известняков, теряя с ними непосредственно видимую связь. В некоторых случаях система прожилков эпидотизации бывает связана с небольшими пропластками известняка, которые при этом могли полностью заместиться мономинеральным эпидозитом и израсходоваться на эпидотизацию окружающих пород.



Фиг. 35. Идеальная концентрация межпорового раствора в зависимости от минералогического состава зон кварцевых эпидозитов, выведенная из диаграммы фиг. 33

Точечный пункт I и II — две стадии в выравнивании состава растворов в реакционных зонах

Развивающиеся около трещин по порфиритам и туфам эпидозиты, наряду с кварцем и эпидотом, всегда содержат примесь титанита и апатита и обычно реликтовые — альбит, хлорит и гистерогенные — кальцит, пирит и пр. Но известковые включения и самые трещинки выполняются при этом мономинеральным эпидозитом. Это интересно сопоставить с тем, что в более высокотемпературных условиях известковые включения в порфиритах и туфах, как мы видели, обычно выполняются в середине пироксеном или амфиболом, которые далее, с израсходованием кальцита, эпидотом уже не замещаются.

В отчете ЦГРП высказано положение, что наиболее железистые эпидоты свойственны высокотемпературным «скарновым» эпидозитам (ди-

опсидовые и мономинеральные эпидозиты), а с понижением температуры эти эпидоты разлагаются и замещаются менее железистыми. Однако, многочисленные замеры угла оптических осей эпидотов, произведенные З. Н. Коржинской, показали ошибочность такого взгляда, так как пропилитизированные породы хлорит-эпидотовой температурной ступени часто

содержат не менее железистые эпидоты, чем «скарновые» эпидозиты (2V до -67° , т. е. около 40% ферриэпидотового минала).

Как представлено на диаграммах парагенезисов (фиг. 8, 10, 13, 29, 33), в метасоматических породах могут быть устойчивы эпидоты определенного интервала составов. Наименее железистые эпидоты Турьи содержат около 18 мол. % феррисиликата. Наибольшее содержание феррисиликатовой молекулы должно зависеть от концентрации железа в породе, но не может превосходить примерно 40%, что является, судя по известным анализам, вообще наибольшим содержанием для эпидотов (Винчел, 1927).

Замеры З. Н. Коржинской показали, что в пироксеновых и мономинеральных эпидозитах угол оптических осей (по диаграмме Винчеля) чаще всего соответствует 35—40% феррисиликата (2V от -70 до -65°), но нередко состав эпидота спускается до 30 и даже 26% феррисиликата (2V больше -75°). В других эпидозитах состав колеблется почти в тех же пределах, но менее железистые эпидоты встречаются чаще. Особенно глиноземистые эпидоты встречаются в альбитовых эпидозитах, в которых состав феррисиликатовой молекулы в эпидоте спускается до 18% (2V = -81.5°).

Среди кварцевых эпидозитов, образовавшихся в более низкотемпературных условиях, когда амфибол и пироксен были уже неустойчивы, встречаются разности с эпидотом состава до 35% феррисиликата. Это доказывает, что и в эту стадию нормальная концентрация железа в постмагматических растворах была еще не слишком низкой. Примером является образец № 4257 из скв. № 124 ТСГРП на Богословском руднике. Здесь видны правильные псевдоморфозы эпидота по вкрапленникам плаггиоклаза и псевдоморфозы хлорита с кальцитом, эпидотом и лейкоксеном по вкрапленникам роговой обманки. Основная масса замещена мелкозернистым кварцем с примесью реликтовых хлорита и лейкоксена. Таким образом, эпидотизация сопровождалась здесь обогащением кремнеземом, как это указывалось выше. Эпидот здесь имеет состав Er_{34} (2V = -70°).

Непостоянство состава эпидота в разных эпидозитах указывает на несовершенную подвижность железа в среднетемпературную стадию.

Обращаясь к химическим анализам обычных пород Турьи, легко можно видеть, что эпидотизация их возможна даже без привноса железа. Так, в анализах эффузивных пород Турьи (табл. 1) отношение $\left(\frac{Fe}{Fe + Al}\right) \cdot 100$ колеблется от 16.5 (анализ 2/1) до 25 (анализ 3/1). В кварцевых диоритах № 5 и 7 табл. 2 это отношение равно 18.5 и 19. При эпидотизации этих пород с привносом кальция, но без привноса железа, у нас эпидоты имели бы состав от 16.5 до 25% феррисиликата, как это часто и имеет место. Образование более железистых эпидозитов требует уже привноса железа из магматических источников.

Первоначально предполагалось, что в реакционных зонах скарнов железистость эпидота должна возрастать с приближением к известняку, подобно тому, как это имеет место в зонах гранатовых скарнов. Однако наблюдения не подтвердили этого ожидания, как это и выражено в диаграммах (фиг. 29 и 33).

IV. ВОПРОСЫ ОРУДЕНЕНИЯ

1. ВВЕДЕНИЕ

Изучение руд в нашем отряде велось Л. Н. Овчинниковым, но эти интересные исследования остались незаконченными вследствие призыва исполнителя в армию.

Руды изучались автором лишь попутно с изучением горных пород, т. е. совершенно недостаточно. Поэтому приводимые ниже выводы по общим вопросам оруденения носят предварительный характер и должны быть проверены специальными минераграфическими и геохимическими исследованиями.

Минераграфическое описание руд Турьинских рудников имеется в монографии академика А. Н. Заварицкого и в отчете ЦГРП.

2. ЗОНАЛЬНОСТЬ МЕТАМОРФИЗМА И ОРУДЕНЕНИЯ

Общепринятая схема, объясняющая зональность рудопроявления, заключается в следующем: с удалением от интрузии температура падает, поэтому рудные растворы, переходя во все более холодные зоны, с удалением от интрузии образуют все более низкотемпературные месторождения. В настоящее время эта схема требует уже дальнейшей детализации, так как оставляет без объяснения многие важные явления.

Прежде всего, надо принять во внимание, что, в силу охлаждения интрузии, температура в любой зоне все время меняется, сначала поднимаясь до некоторого максимума, а затем понижаясь до нормального уровня. Скорость охлаждения зависит от величины интрузии. Большие интрузии будут остывать очень медленно и потому высокотемпературные процессы в них проявятся интенсивно. Но пока массив и контактирующие с ним породы остынут до средних и особенно низких температур, растворы, выделенные при кристаллизации магмы, в главной своей массе успеют уйти отсюда и поэтому средне- и, особенно, низкотемпературные процессы проявятся весьма слабо. Наоборот, мелкие интрузии и выдающиеся во вне апофизы более крупных интрузий будут остывать быстро, поскольку они окружены непрогретыми породами.¹ Низкие температуры достигнут эти интрузии еще пропитанными постмагматическими растворами и потому низкотемпературные процессы метаморфизма и оруденения проявятся здесь более интенсивно. Отсюда получаем вывод:

Чем крупнее интрузия и чем ближе она к центральной части поля интрузий, тем интенсивнее проявляются высокотемпературные процессы метаморфизма и оруденения и тем слабее проявляются более низкотемпературные процессы. Наоборот, чем меньше размеры интрузии и чем ближе она к периферии поля интрузий, тем слабее высокотемпературные процессы метаморфизма и оруденения и тем относительно заметнее проявляются более низкотемпературные процессы.

Конечно, чем крупнее интрузия, тем больше выделяет она при кристаллизации растворов. Поэтому наиболее интенсивные низкотемпературные гидротермальные процессы разложения интрузивной породы и связанных с нею скарновых образований должны наблюдаться у быстроостывающих апофиз крупных интрузий.

Выделяющиеся при кристаллизации интрузии растворы поднимаются вверх, через толщи пород, в виде временного потока или водяного вала. В каждой данной точке мощность этого потока сначала нарастает, затем достигает максимума и, наконец, уменьшается. Так как одновременно происходит падение температуры, то этот максимум достигается в каждой зоне при определенной температуре, зависящей от расстояния до интрузии, ее размеров и пр. Еще более низкотемпературные процессы в каждой

¹ Как показывает изучение формул диффузии тепла, длительность остывания интрузии пропорциональна квадрату ее поперечника, тогда как длительность истечения из интрузии растворов, освободившихся при ее кристаллизации, вероятно, примерно пропорциональна поперечнику интрузии. На этом и основаны наши рассуждения.

зоне протекают при кипящем потоке растворов и потому проявляются слабее. Поэтому с удалением от интрузии достигают максимального развития все более низкотемпературные стадии постмагматического процесса. Низкотемпературный метаморфизм и оруденение достигают интенсивного развития только в удалении от интрузии, а с приближением к ней имеют все более слабое проявление.

Если мы имеем сложную систему больших и малых интрузий, то в схеме можно говорить о центральной части этой интрузивной формации, из которой как бы исходят тепло и растворы этой системы. Удаление от этой центральной части системы интрузий будет примерно равносильно удалению от простой интрузии. При таком рассмотрении легко понять, что малые краевые интрузии могут быть захвачены низкотемпературными процессами разложения и оруденения.

Эти более детализированные представления все же в некоторых отношениях являются недостаточными. Ряд явлений приводит нас к новому представлению о дифференциальной подвижности элементов при течении растворов (Коржинский, 1942 и 1947а). Оно заключается в том, что при течении рудных растворов через пористую среду или через системы тонких трещин различные их компоненты переносятся с различной скоростью. Перенос текущим растворителем сочетается здесь с диффузией через него. Компоненты, мало подвижные, за время остывания успеют лишь в незначительной степени вынестись из интрузии и, независимо от температуры кристаллизации их соединений, должны войти в состав пород интрузии или их непосредственного контакта. Элементы с умеренной подвижностью вынесутся на некоторое расстояние, но, вообще, с удалением от интрузии концентрация их в растворе будет быстро падать. Обратное будет иметь место для весьма подвижных элементов. Они будут вынесены далеко от интрузии уже с первыми растворами и выпадут из раствора в зоне с достаточно низкой температурой. Ближе к интрузии такая же температура установится уже позже, когда, в силу легкой диффузии легкоподвижных веществ, концентрация их в растворах успеет понизиться путем ухода в поровые растворы боковых пород, иногда, быть может, в силу адсорбции и реакций с боковыми породами. Такие рассуждения приводят нас к выводу:

В силу дифференциального течения растворов, осадки постмагматических растворов зависят не только от температуры и состава боковых пород, но и от расстояния от источника растворов. Именно, если сравнивать растворы в том состоянии, какого они достигают, когда принимают одну и ту же температуру, то окажется, что с удалением от интрузии концентрация в них легкоподвижных компонентов повышается, а концентрация малоподвижных компонентов падает.

Нужно заметить, что более полное и отчетливое развитие этих идей может быть достигнуто только при помощи серьезного математического анализа и экспериментов. Поэтому здесь мы ограничимся только этими предварительными соображениями, надеясь развить их в другой работе.

Зональность рудного поля, таким образом, имеет довольно сложный характер. Если максимальная температура минералообразования зависит от расстояния до ближайшей интрузии, то температурность стадии наиболее интенсивного минералообразования и концентрация подвижных элементов в растворах зависят от общего положения месторождения в рудном поле, а именно от расстояния до главных очагов интрузивного поля. Наиболее интенсивно проявятся низкотемпературные явления около обособленных интрузий на окраине поля интрузий, т. е. там, где

интрузии внедряются в породы, наименее прогретые и потому скорее всего остывающие, как это имеет место на северо-западной окраине нашего рудного поля, в районе Васильевского рудника.

В свете этих идей рассмотрим типы рудных месторождений Турья и их расположение.

А. Магнетитовые месторождения. Это — наиболее высокотемпературный тип месторождений, так как отложение магнетита происходит еще в пироксен-гранатовую ступень метаморфизма, вслед за формированием скарнов. Эти месторождения расположены в контактовой зоне крупного гранодиоритового Ауэрбаховского массива, занимающего центральное положение в поле интрузий Турьинской синклинали: Ауэрбаховский и Воронцовский рудники лежат в непосредственном контакте массива, а магнетитовый Троицкий рудник лежит среди отходящих на север языков этого массива. Хотя в скарнах этих месторождений и могут быть обнаружены все стадии низкотемпературного разложения скарнов (эпидотизация, хлоритизация и т. д.), однако они проявлены здесь слабо, затрагивая скарны только местами и ограничиваясь частичным их разложением. Местами проявляется непромышленное медное оруденение в виде рассеянной незначительной вкрапленности пирита и халькопирита в магнетитовых рудах и в скарнах.

Б. Меднорудные скарновые месторождения с халькопиритовым оруденением пироксен-гранатовых скарнов. Эти месторождения приурочены к скарным контактам средних и небольших интрузий, преимущественно штоков кварцевых диоритов и диоритов. Сюда относятся: Фроловский, Никитинский и Башмаковский рудники и значительная часть месторождений Васильевского, медного Троицкого и других рудников. При отсутствии известняков в контактах этих интрузий развиты зоны высокотемпературных контактовых роговиков, шириной обычно до 100 м, со слабым наложением процессов последующего разложения, преимущественно амфибол-эпидотовой ступени. В контактах интрузий с известняками развиты мощные зоны пироксен-гранатовых скарнов, местами со слабым магнетитовым оруденением. Гистерогенное разложение скарнов местами значительное, участками даже полное. Характерно широко развитое замещение эндоскарнов эпидозитами.

Низкотемпературное пирито-халькопиритовое оруденение скарнов захватывает как зоны скальвания, так и местами массивные скарны внешних зон, тогда как скарны внутренних зон и эпидозиты оруденением не захвачены. Малая разложенность эпидозитов Фроловского и Никитинского рудников и бедность их сульфидами резко их отличает от пластовых рудных эпидозитов типа Богословского рудника.

Интенсивность метаморфизма при оруденении не является особенно значительной, что проявляется в инертности при этом железа и магния и в умеренной подвижности кальция и кремнезема.

Действительно, как увидим далее, в этих месторождениях при сульфидном оруденении железо не перемещается заметным образом, а магний хотя частично и выносятся, но этот вынос, как правило, не успевает совершиться до конца. Кальций и кремнезем хотя и ведут себя подвижно, но не в такой степени, чтобы давать скопления в виде, например, жил или мономинеральных участков. Столь несовершенная подвижность этих элементов сохраняется даже в тектонических зонах, что указывает на небольшое количество растворов в низкотемпературную стадию.

Месторождениям этого типа свойственно бедное молибденовое и кобальтовое оруденение.

В скарных месторождениях, связанных с апофизами интрузий и расположенных в более значительном удалении от интрузивных массивов или штоков, низкотемпературные процессы проявляются более интенсивным образом, чем в описанном выше нормальном типе. В этом случае может иметь место полное разложение скарнов. Так, в Александровской шахте, наиболее западной и наиболее удаленной от штока кварцевых диоритов из всей группы Васильевских рудников, Л. Н. Опчинниковым установлено развитие кварцевой породы, при исследовании которой (иммерсионным методом) мною среди кварца встречены реликтовые зерна граната, на основании чего мы полагаем, что кварцевая порода здесь заместила скарны. В этих же случаях появляются низкотемпературные рудные и нерудные минералы, отсутствующие в других месторождениях и свидетельствующие, по видимому, не только о повышенном количестве растворов в низкотемпературную стадию, но и о повышенной концентрации в этих растворах некоторых подвижных компонентов. Здесь имеется в виду встреча необычных для Турьинского рудного поля минералов: в Александровской шахте — барита, в Башмаковском и Пестеровском рудниках — блеклых руд, сурьмяного блеска (Е. С. Федоров и В. В. Никитин, 1901).

В. Меднорудные эпидозиты. Эти эпидозиты образуются за счет пластов известняка, инъектированных и мигматизированных диоритовыми порфиритами. Эти известковые мигматиты в некоторых случаях замещены пироксен-гранатовыми скарнами (Троицкий медный рудник), однако более обычно замещение этих известковых мигматитов эпидозитами без всяких следов граната, как это имеет место в Богословском руднике (кроме самых верхних горизонтов, где отмечался гранат) и в Суворовском месторождении. Это объясняется быстрым охлаждением этих мигматитов в силу малого количества интродуцирующего материала в них. Метаморфизм их обусловлен очевидно постмагматическими растворами более крупных интрузий, причем, ко времени прохождения главного количества этих растворов, эти мигматиты, охлаждаясь, успевали достигнуть пироксен-эпидотовой температурной ступени, так что гранат в них вовсе не образовался.

В месторождениях этого типа пироксен эпидозитов в значительной степени разложен и замещен амфиболом, кальцитом, кварцем, хлоритом. Эпидот большей частью сохранился свежим и лишь в местах более интенсивного оруденения замещен хлоритом, кальцитом или кварцем, реже серицитом, с одновременным развитием, за счет железа эпидота, колчеданов или гематита. Из колчеданов особенно типичен пирротин, замещаемый снаружи халькопиритом, реже пирит. Интенсивность перемещения компонентов при оруденении соответствует таковой в охарактеризованных выше медноскарновых месторождениях (т. е. железо инертно, магний частично подвижен, кальций и кремний умеренно подвижны; малая подвижность кальция и кремния видна из того, что мономинеральных обособлений кальцита и кварца в рудных эпидозитах не наблюдается). Залегают эти рудные эпидозиты среди пропилитизированных пород. В отвалах Богословского рудника встречены в весьма небольшом количестве среди эпидозитов карбонатые прожилки со сфалеритом, галенитом и блеклой рудой. Впрочем, подобные прожилки, хотя и гораздо более редко и с меньшим количеством сульфидов, встречались нами и в скарнях Ауэрбаховского рудника (отвалы шахты).

Г. Линзы колчеданов в тектонических зонах. Этот тип представлен единственным месторождением «Разовские шурфы», пока еще очень мало изученным. Расположено оно в 0,4 км к СЗ от Воздви-

женской шахты Васильевского рудника и было открыто при шурфовке А. А. Корольковым, около отвалов старинных Разовских шурфов. Общий характер этого месторождения описан нами в разделе 4 главы II «Метаморфические явления». Там мы показали, что образование скоплений пирита и халькопирита в зоне скалывания среди пропилитизированных туфов можно рассматривать как проявление крайней степени метаморфизма кварц-серицитовой температурной ступени. Эта крайняя интенсивность метаморфизма была обусловлена обилием растворов в тектонической зоне, вызвавших исключительную для Турии подвижность почти всех элементов, в том числе и железа. Следствием этой интенсивности явилась метаморфическая дифференциация с образованием вдоль тектонических зон почти мономинеральных пород — в одних местах кварцевых жил, в других — хлоритовых и серицитовых пород со скоплениями колчеданов. Особенно заслуживает внимания то обстоятельство, что в пределах скарных месторождений, например, во Фроловском, Никитинском и Николо-Подгорном рудниках, в их весьма мощных зонах скалывания подобных явлений крайней подвижности элементов не наблюдается. Это соотносится с высказанной в начале этой главы общей закономерностью, что интенсивность низкотемпературных процессов возрастает с удалением от крупных интрузий — разумеется, если сравнивать лишь зоны трещин, так как ведь с удалением от интрузии растворы постепенно рассеиваются, распределяясь на все большие массы пород. Отсюда естественно возникает задача разведки тектонических зон. Вблизи интрузивных штоков они могут нести промышленное медное оруденение только в том случае, если пересекают богатые железом породы, как скарны или эпидозиты, так как единственным первичным медным минералом является халькопирит ($Cu Fe S_2$), а железо в стадию сульфидного оруденения вблизи крупных интрузий почти инертно. С удалением же от крупных интрузий, в силу повышения интенсивности низкотемпературного метаморфизма, железо, как и другие элементы, становится более подвижным и, в пределах тектонических зон, способным к перемещению, с образованием скоплений халькопирита даже среди пород с умеренным содержанием железа. Естественно, что при достаточно большом удалении от интрузий количество растворов в трещинах начнет уменьшаться и оруденение ослабевать.

3. РЕЖИМ ЖЕЛЕЗА ПРИ ОРУДЕНЕНИИ

Геохимической особенностью железа является резкое понижение его подвижности с понижением температуры. Особенно резко с изменением температуры изменяется соотношение подвижностей железа с одной стороны, кальция и кремния с другой. При высокотемпературных процессах железо много подвижнее кремния и кальция, как это проявляется в особенности при процессах скарнообразования, когда железо ведет себя вполне подвижным образом (хотя и с отчетливым реакционным изменением концентрации), а кальций и кремнезем инертны и испытывают только местную миграцию. Напротив, изучение низкотемпературных метаморфических процессов показало, что в них железо гораздо менее подвижно, чем кремний и кальций и ведет себя почти всегда инертным образом.

Понижение подвижности железа связано с понижением его растворимости в постмагматических породах с понижением температуры. Это понижение растворимости железа приводит к массовому его осаждению из растворов в виде магнетита, чем и создается магнетитовое оруденение. Явление осаждения из растворов магнетита обнаруживает следующие черты:

1. По времени оно следует непосредственно за стадией образования пироксен-гранатовых скарнов и совершается при температурах, когда и пироксен, и гранат были еще устойчивы и не подвергались разложению. Это видно из того, что наряду с замещением скарнов магнетитом происходит частичная перекристаллизация реликтовых зерен пироксена и граната, причем в некоторых случаях магнетитовая руда пересекается тонкими прожилочками характерного красноватого граната.

2. Выпадение магнетита происходит, преимущественно, в экзоскарновой зоне, причем магнетит замещает гранат и пироксен экзоскарнов. Замещение часто идет до конца, с образованием мономинеральных магнетитовых пород.

Замещение начинается с образования в скарне сети прожилков магнетита, далее идет постепенное замещение зерен породы. В некоторых случаях, замещаются избирательно некоторые из концентрических зон граната.

В гораздо меньшей степени, чем скарны, подвергаются замещению известняки вблизи скарнов. Во Фроловском руднике, в подземных выработках в известняках наблюдаются параллельные и пересекающиеся зоны мелкозернистого магнетита, имеющие здесь незначительную мощность, до нескольких десятых метра.

В околоскарновых породах или вне скарновых зон выпадение магнетита совершенно не происходило. В эндоскарнах магнетит, как правило, отсутствует, но наблюдений здесь было не вполне достаточно, так что отрицать возможность случаев весьма слабого оруденения эндоскарнов пока нельзя.

Эти наблюдения показывают, что высокая активность кальция является необходимой для выпадения магнетита.

3. На Турье промышленное значение имеют только магнетитовые месторождения, расположенные в контактовой зоне Ауэрбаховского гранодиоритового массива. Магнетитовое оруденение встречается также среди пироксен-гранатовых скарнов Васильевского, Фроловского, Башмаковского и др. рудников, но имеет здесь незначительные размеры. Приуроченность высокотемпературного магнетитового оруденения к наиболее крупным массивам, занимающим центральное положение в поле интрузий, представляет проявление той зональности оруденения, на которой мы уже останавливались.

Таковы основные черты магнетитового оруденения.

Понижение с температурой растворимости железа должно происходить и независимо от известковых контактов, хотя, вероятно, и не так резко. Во всяком случае вне известковых пород концентрированного выпадения магнетита не наблюдается. Вспоминая факты сидеронитовых структур, свойственных некоторым основным породам и даже пегматитам других районов, а также описанные для роговиков Турьи структуры с пылью магнетита в полевых шпатах, в том числе и во вкрапленниках ороговкованных порфиринов, легко прийти к предположению, что выпадение магнетита происходит и вне известковых пород, но что в этом случае нет причин для концентрации оруденения, а магнетит выпадает рассеянно, нарастая на зерна магматического магнетита или, при затрудненной диффузии, выпадая в пределах пор, выполненных остывающим раствором. В известковых же контактах восходящие растворы, вступая в известковые породы, видимо, становятся сразу пересыщенными и потому железо из них выпадает на малом протяжении, концентрированно.

Осаждение железа в известковых контактах может продолжаться и при несколько более низких температурах, когда, вместо магнетита, устой-

чивым железным минералом становится пирит или пирротин. Характерно, что таких случаев около Ауэрбаховского массива совершенно не наблюдается; в меднорудных месторождениях среди пироксен-гранатовых скарнов (тип Фроловского и других рудников) к этому случаю следует отнести наблюдаемую иногда незначительную вкрапленность и скопления пирита в известняках около скарнов, частично, быть может, и некоторые небольшие скопления пирита в экскарнах. Наибольшее же значение такое позднее выпадение железа имеет место на Башмаковском руднике, где пластообразное рудное тело около диоритовой интрузии сложено магнетитом, далее переходящим в сплошную пирротиновую руду (с вкрапленным гранатом, магнетитом и пироксеном), а еще далее в халькопиритовую руду.

Эта картина хорошо соответствует системе развитых выше представлений. Действительно, большой массив в центре поля интрузий остывает медленно и постмагматические растворы в основной массе успевают покинуть его в высокотемпературную стадию, отложив избыток железа в известковых контактах в виде магнетита. Чем меньше массив, тем скорее идет остывание и потому для части растворов прохождение через известковые контакты будет происходить при более низких температурах, когда, вместо магнетита, железо будет осаждаться в виде колчеданов.

Среди пироксеновых или иных эпидозитов таких скоплений рудных минералов, которые указывали бы на осаждение железа из растворов, не встречается. Следовательно, в пироксен-эпидотовую ступень железо хотя и обладало существенной подвижностью (так как при образовании эпидозитов вело себя вполне подвижным образом), однако концентрация его в растворе была уже невелика.

В последующие стадии, как показывает изучение метаморфизма, железо вело себя инертно, т. е. обладало весьма малой подвижностью, очевидно, в связи с малой растворимостью. На основании изучения метаморфизма пород Турьи у автора возникло предположение, что при сульфидном оруденении скарнов железо почти не перемещалось и потому содержание железа в руде должно соответствовать среднему содержанию железа в оруденевающей породе. И действительно, наблюдения и анализы руд подтверждают это предположение. Правда, мы часто встречаем куски руд, сложенных сплошными колчеданами, т. е. с весьма высоким содержанием железа, но такие куски и глыбы в забое чередуются с участками разложившегося скарна, сложенного такими минералами, как кальцит, кварц, тальк и пр. При таком разложении железо первоначального скарна освобождалось и путем местной миграции могло давать участки сплошных колчеданов.

Рассмотрим сначала качественные данные в пользу инертности железа в главную стадию сульфидного оруденения в скарновых месторождениях, напомним еще раз, что в более ранние стадии происходил привнос железа во время самого скарнообразования, затем при магнетитовом оруденении и, наконец, в весьма небольшом количестве при высокотемпературном пиритовом или пирротиновом оруденении. Но в главную стадию образования пирита, халькопирита и рассеянного пирротина в скарновых месторождениях имела место только небольшая местная миграция железа при кристаллизации, без привноса железа из отдаленных источников. Действительно, наблюдения показывают, что в породах, лишенных железа, в частности даже в известняках, отложения колчеданных руд не происходило. В породах, бедных железом, как диориты, порфириды, туфы, десилицированные околоскарновые породы и пр., встречается только рассеянная вкрапленность колчеданов, связанная с разложением железоз-

содержащих минералов. Так, зерна эпидота замещаются зернами колчедана (пирит, халькопирит или пирротин) с каемками пренита, пирит замещает зерна магнетита, пирит с кальцитом и хлоритом замещает роговую обманку и т. д. Богатая вкрапленность колчеданов образуется только в скарнах и эпидозитах как породах, наиболее богатых железом. В шлифах видно, как гранат или салит разлагается на кварц, кальцит и пр., с обязательным выделением рудного минерала, то гематита, то колчедана. Наиболее богатые руды всегда залегают около известняков, замещающая экзокскарны, т. е. наиболее богатые железом породы скарных зон.

В настоящее время имеется ряд анализов богатых «массивных» (сплошных) руд Фроловского и Никитинского рудников. Все они имеют однообразный состав, с содержанием Fe—18.2—22.5%. Точно так же и средние годовые пробы по Фроловскому руднику за 1910—1916 гг., приведенные А. Н. Заварицким (1929, стр. 31), дают близкие количества Fe 18.6—22.1% (а по Никитинскому руднику 20.9—25.4% Fe). Эти данные сопоставим с содержанием железа в андрадитовом и геденбергитовом скарне, которые могут соответственно иметь Fe до 22.1 и 22.6%. Совпадение этих количеств довольно близкое. Правда, в салитовых скарнах мы имеем обычно не чистый геденбергит, а салит и потому содержание железа в нем ниже 22.6%. Но, если мы примем во внимание упомянутую местную миграцию железа при образовании рудных участков, влияние выборки руды, а также привноса железа при высокотемпературном магнетитовом и, отчасти, пиритовом оруденении, то у нас не будет оснований допускать привноса железа в главную стадию сульфидного оруденения.

Мы видели ранее, что содержание железа в скарнах подчиняется правильной зональности, возрастая с приближением к известняку. Следовательно, и халькопиритовое ($Cu Fe S_2$) оруденение скарнов более богатым может быть только в зоне экзокскарнов, примыкающих к известняку.

В мономинеральных эпидозитах содержание железа может достигать 13% Fe. Имеется ряд анализов рудных эпидозитов из Промежуточной залежи Богословского рудника (скв. № 96). Наименее измененный эпидозит (0.54% S) содержит 10.90% Fe (анализ № 10 табл. 7), а наиболее оруденелый, с 3.39% S, содержит 10.60% Fe. Привнос железа, следовательно, отсутствовал. Осмотр отвалов Богословского рудника показывает, что образование колчеданов здесь всегда происходит одновременно с разложением эпидота. Колчеданы при этом дают небольшие скопления среди разложенного эпидозита. Средние годовые пробы руд по Богословскому руднику, приведенные А. Н. Заварицким (1929, стр. 37), дают, правда, высокие содержания железа (22—27% Fe), но это может быть обусловлено производившейся здесь ручной отборкой руды. К сожалению, в силу недостаточности подземных выработок, характер руд Богословского рудника недостаточно известен и степень миграции в них железа при оруденении не вполне ясна. Мы полагаем все же, что оруденение Богословского рудника происходило без привноса железа извне, а только при участии местной миграции железа, обусловившей неравномерную текстуру оруденелых пород. Напротив, сплошные пирротиновые руды Башмаковского рудника, как мы указывали, образовались при несомненном привносе железа, но это происходило в более высокотемпературную стадию, как это видно из вкрапленности в них зерен граната.

В зонах разлома, проходящих по скарнам Фроловского рудника, перемещения элементов ограничены и нигде не приводят к образованию мономинеральных скоплений. Раздробленные скарны этих зон разложены и несут довольно равномерную мелкую вкрапленность пирита и халь-

копирита, обуславливающую низкое содержание меди этих так называемых «вкрапленных» руд. Анализы вкрапленных руд дали содержание в них металлического железа 14.9—20.3%, т. е. соответственно содержанию в пересекаемых этими зонами скарнах. Там, где эти зоны разломов переходят в известняк или в околоскарновые породы и диориты, промышленное оруденение и вкрапленность колчеданов в них исчезают. Следовательно, их оруденение происходило без привноса железа, а за счет разложения железосодержащих силикатов скарна. Особенно характерно для руд зон разломов в скарнах, по сравнению с рудами массивных скарнов то, что они не дают скоплений колчеданов, а только рассеянную и при том мелкозернистую вкрапленность колчеданов. К этой особенности мы еще вернемся ниже.

Несравненно более интенсивный низкотемпературный метаморфизм имел место в зонах разломов вне скарновых зон, на чем мы уже останавливались выше. Как крайнее проявление метаморфизма, здесь образуются мономинеральные породы в виде кварцевых, реже кальцитовых жил, а в Разовских шурфах вскрыты также линзы колчеданов среди серицитохлоритовых пород. Только здесь, в зонах разломов, в стороне от интрузий, осуществляются процессы интенсивного низкотемпературного перемещения железа. Повидимому, и в этом случае происходит лишь местная миграция железа, перемещаемого в порядке метаморфической дифференциации, без привноса его из отдаленного источника.

4. РЕЖИМ МЕДИ, СЕРЫ И КИСЛОРОДА ПРИ ОРУДЕНЕНИИ

Первичным медным минералом является один халькопирит. Он образуется исключительно только в низкотемпературную стадию, в условиях которой эпидот подвергается разложению. Для объяснения такой приуроченности к определенной стадии нет необходимости прибегать к гипотезе смены растворов, как это часто делается. Достаточной причиной, возможно, является изменение констант равновесия (или растворимости) с температурой, при более или менее постоянном составе постмагматических растворов. При высоких температурах медь не осаждается в силу высокой своей растворимости; при понижении температуры те же растворы осаждают медь, производя замещение халькопиритом (Cu Fe S_2) пирита, пирротина, магнетита или железосодержащих силикатов. Структуры замещения халькопиритом пирита и пирротина в виде периферических кайм и прожилков халькопирита выражены в рудах Турьинских рудников исключительно отчетливо.

Так как железо, кальций и кремнезем оруденевающей породы при медном оруденении нередко ведут себя более или менее инертно, то медь является более подвижной, чем эти элементы.

Вопросы режима серы тесно связаны с вопросами режима кислорода, так как образование колчеданов происходит за счет железа кислородных соединений.

Кислород при высоких температурах ведет себя подвижнее, по крайней мере, железа. Это видно из того, что при процессах уралитизации и процессах образования амфиболовых роговиков (см. главу II «Метаморфические явления») железо ведет себя инертно (фиг. 6), а кислород, как и магний, подвижно (реакции эти сводятся к взаимодействию магнетита с плагиоклазом и, при уралитизации, с пироксеном, причем происходит привнос магния и небольшой вынос кислорода). С другой стороны, при образовании роговиков и в магматических явлениях кислород ведет себя инертно (FeO и Fe_2O_3 играют роль самостоятельных компонентов),

тогда как калий и натрий обычно подвижны. Для среднетемпературной стадии отчетливо устанавливается, что кислород подвижнее магния. Это обнаруживается, например, при пропилитизации амфибол-эпидотовой и хлорит-эпидотовой ступеней (фиг. 9, 11, 12), когда магний явно инертен, а кислород подвижен, как это видно из неизменного замещения магнетита то пиритом, то, в других случаях, эпидотом, что должно сопровождаться перемещением кислорода. Таким образом, для высоких и средних температур кислород по подвижности занимает место между магнием и щелочными металлами. Естественно, что при процессах оскарнования кислород всегда вполне подвижен, поскольку он подвижнее магния.

При низкотемпературных процессах кислород также подвижнее железа и магния. Это видно при тех процессах низкотемпературного разложения, при которых магний и железо еще инертны, но магнетит подвергается пиритизации, с удалением кислорода. Труднее сопоставить подвижность кислорода с таковой кальция и кремния, так как они близки между собой. Особое значение имеют наблюдения над сульфидизированными скарнами. Пирит и халькопирит в скарнах развиваются за счет железа разлагаемых при этом гранатов и пироксенов, т. е. за счет кислородных соединений железа. Переход железа в сульфидную форму сопровождается выносом кислорода, который, следовательно, в зонах оруденения вел себя вполне подвижным образом. Железо, как и глинозем и титан, при этом ведет себя инертно, в то время как поведение магния, кальция и кремнезема меняется в разных зонах. Магний обычно сохраняется в оруденелой породе в виде талька или амфибола, т. е. инертен и только местами выносятся. Результатом выноса магния являются характерные для оруденелых салитовых скарнов псевдоморфозы по пироксену зерен кварца с тончайшими вросшими в них волокнами амфибола; обволакивающий кварц предохранял их здесь от полного растворения. Еще менее отчетливо проявляется в оруденелых породах инертность кальция и кремния. В зонах более интенсивного оруденения кальций и кремний становятся подвижными, что выражается в замещении андрадитовых гранатов в одних участках кварцем с колчеданом, но без кальцита, а в других участках преимущественно кальцитом с колчеданом, почти без кварца. Однако подвижность эта неполная и в скарнах не приводит к образованию мономинеральных кварцевых или кальцитовых жил. При менее интенсивном изменении сульфидизированные скарны содержат как кварц, так и кальцит, причем, как видно из химических анализов, кремнезем и окись кальция обычно содержатся примерно в таком же отношении, как в скарнах (часто в руде молекулярное отношение $\text{CaO}:\text{SiO}_2$ близко к единице, как в гранатовых скарнах). Отсюда видно, что кислород при оруденении несколько подвижнее, чем кальций и кремнезем.

Сера при высоких и средних температурах отличается высокой подвижностью. Это видно из осаждения высокотемпературными растворами, вслед за магнетитом, пирротина (Башмаковский рудник) или, в других рудниках, пирита, а в среднетемпературную стадию из равномерной пиритизации пропилитизированных пород на обширной площади. В тех же породах нами уже отмечались явления, указывающие, по видимому, на недостаточную подвижность кислорода. Они заключались в том, что при замещении магнетита пиритом тут же в виде каемки образуется эпидот и, наоборот, при заполнении трещинок в порфиритах и туфах жилками эпидота среди него образуются одновременные зерна пирита; оба эти явления как бы смягчают изменение в содержании кислорода в породе и связаны с недостаточной его подвижностью. Следовательно, сера при пропилитизации подвижнее кислорода. Она подвижнее даже

щелочных металлов, инертность которых проявляется при частичной адуляризации пропилитизированной породы, когда альбит и адуляр присутствуют в породе одновременно. Но все же для серы безусловно не устанавливается того постоянства концентрации в растворах, которое свойственно углекислоте (например, пропилитизированные породы содержат то пирит, то пирротин) и потому мы ставим серу в ряду подвижности для высоко- и среднетемпературных условий между углекислотой и калием.

Примерно такое же положение занимает сера и в низкотемпературную стадию, в которую метаморфизм приобретает по преимуществу околотрещинный характер и потому, конечно, и сульфидизация не может распространяться за пределы этих более узких зон метаморфизма. Подвижность серы резко превосходит подвижность меди, так как пиритизация имеет значительно более широкое распространение, чем образование халькопирита. Соотношение со щелочными металлами, правда, пока недостаточно выяснено. Таким образом, получаем следующие ряды подвижности элементов:

Высокие и средние температуры:

H_2O , CO_2 , S, K_2O , Na_2O , O_2 , MgO , Fe, CaO, SiO_2 , P_2O_5 , Al_2O_3 , TiO_2 .

Низкие температуры:

H_2O , CO_2 , S, K_2O , Na_2O , O_2 , Cu, SiO_2 , CaO, MgO , Fe, P_2O_5 , Al_2O_3 , TiO_2 .

В нижеследующей таблице дается обзор различных метаморфических и рудообразовательных явлений низкотемпературной стадии, в зависимости от возрастающей интенсивности процесса, с возрастанием при этом числа вполне подвижных элементов, отделяемых чертою:¹

Ряд подвижности	Низкотемпературные процессы
H_2O CO_2 S K_2O Na_2O	Гидротермальное разложение пород с карбонатизацией
O_2 Cu	Оруденение скарнов (медное, молибденовое и кобальтовое)
SiO_2 CaO	Образование кварцевых и кальцитовых жил
MgO Fe	Образование серицито-хлоритовых пород и колчеданных линз зон разломов
P_2O_5 Al_2O_3 TiO_2	

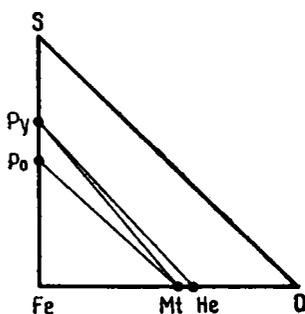
В свете идеи о дифференциальной подвижности рассмотрим соотношения между главнейшими рудными минералами Турыи. На фиг. 36а дана фазовая диаграмма состава системы Fe—S—O с минералами магнетит

¹ См. пояснение к схеме на стр. 71.

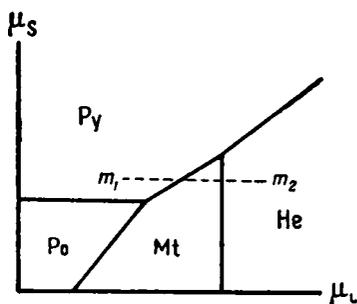
(Mt), гематит (He), пирротин (Po) и пирит (Py). Наблюдения над рудами Турьинских рудников, совпадающие, впрочем, с данными по другим месторождениям, показывают, что магнетит часто ассоциируется с пиритом, тогда как пирротин никогда не соприкасается с гематитом, на основании чего и проведены коннды на диаграмме (фиг. 36а).

Исходя из данных этой диаграммы, согласно методу, изложенному мной в отдельной статье (1944 а) и уже примененному нами выше, составлена диаграмма химических потенциалов $\mu_O - \mu_S$ (фиг. 36б) для той же системы. Эта диаграмма остается действительной для весьма широкого интервала температур, в котором происходит оруденение, поскольку составы минералов и их соотношения ассоциации при этом не меняются. Изменение температуры может привести лишь к параллельному смещению линий диаграммы (фиг. 36б), но не к изменению их наклона.

Обратимся теперь к условиям образования пирротина. Как видно из диаграммы (фиг. 36б), образование пирротина происходит при более низком потенциале серы, чем образование пирита, и это соотношение общеизвестно. Но вместе с тем мы видим, что образование пирротина воз-



Фиг. 36а. Диаграмма состав—парагенезис для железорудных минералов



Фиг. 36б. Диаграмма химических потенциалов кислорода и серы, выведенная из диаграммы фиг. 36а

можно лишь при низком потенциале кислорода, на что ранее не обращалось внимания.

Мы полагаем, что особенности распространения пирротина в месторождениях Турьинского рудного поля удовлетворительно объясняются именно особенностями режима кислорода. Содержание кислорода в постмагматических растворах должно быть тем выше, чем богаче SiO_2 породы интрузии, как следует из того, что сильно недосыщенные кислородом минералы и соединения, как иоцит (FeO), самородное железо, графит, алмаз, метан и пр., образуются только в основных и ультраосновных породах. Отсюда можно ожидать связи пирротинового оруденения с интрузиями более основного состава. И действительно, около массивов более кислого состава (как гранодиоритовый массив Ауэрбаховского рудника или штоки кварцевых диоритов Фроловского и Васильевского рудников) мы в соответствующих месторождениях почти не встречаем пирротина. Пирротин является преобладающим сульфидом Башмаковского, Богословского и Суворовского рудников, которые связаны с небольшой габродиоритовой интрузией и инъекцией весьма основных диоритовых порфиритов, и обычен в Никитинском руднике, который лежит между габбровым и кварц-диоритовым массивом.

чем грубее система пор или трещин, тем менее проявляются явления, связанные с дифференциальной подвижностью элементов, т. е. тем более уравнивается подвижность разных элементов, вместе с чем исчезает и причина метасоматической зональности.

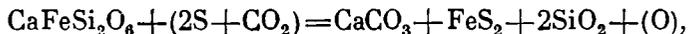
К сожалению, изучение зон скальвания не было нами закончено, и соотношение процессов оруденения в зонах скальвания и в массивных рудах не выяснено в достаточной степени.

Метасоматическая зональность, разумеется, обуславливает лишь детали оруденения и по своему значению не может идти в сравнение с рассмотренной ранее зональностью рудного поля, которая в плане и в разрезе располагается концентрически вокруг интрузий.

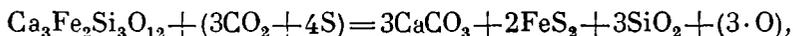
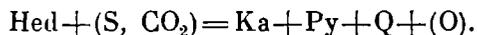
Замечательной особенностью медного оруденения, имеющей крупное влияние на его распределение, является избирательный его характер. Уже весьма давно горные работы на Турьинских рудниках руководились тем наблюдением, что богатые руды располагаются между скарнами и известняком. Работами нашего отряда (прежде всего Л. Н. Овчинниковым) установлено, что богатые, так называемые «массивные» (сплошные) пирито-халькопиритовые руды Фроловского и Никитинского рудников всегда образовывались путем замещения салитовых (пироксеновых) скарнов. Это устанавливается по постоянным реликтам в этих рудах пироксенового скарна или продуктов его разложения — амфибола, талька. Характерно, что, при оруденении салитового скарна, прожилки в нем гранатового скарна часто сохраняются, так что получаются оригинальные прожилки красно-бурого гранатового скарна в почти сплошном халькопирите или пирите. Замещением зон салитовых скарнов объясняется пластинообразная форма тел сплошных руд и увеличение их мощности в вогнутостях контакта.

Избирательное оруденение салитового скарна отчасти находится в связи с более легкой разлагаемостью пироксена, чем граната. Пироксеновые скарны гораздо чаще подвергались гистерогенному разложению, чем гранатовые, а в пироксен-гранатовых скарнах очень часто при свежем гранате от пироксена остаются только псевдоморфозы по нему кварца, кальцита и амфибола.

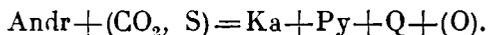
Но главной причиной избирательного сульфидного оруденения салитового скарна следует считать более низкую степень окисления в них железа. В салите железо находится в виде закиси, тогда как в гранате в виде окиси, с полуторным содержанием кислорода. Под действием серы растворов это железо силиката входит в состав пирита или халькопирита, причем кислород выделяется, как это видно из формул замещения:



т. е.



т. е.



В силу повышения в растворе концентрации кислорода ход реакции, согласно закону действия масс, замедляется и, наконец, прекращается. Реакция сможет идти далее лишь по мере удаления кислорода. При одинаковой скорости удаления кислорода, сульфидизация геденбергита сможет идти в полтора раза быстрее, чем андрадита, так как на то же количество железа андрадит содержит полуторное количество кислорода. Это различие

скорости замещения, повидимому, во много раз возрастает благодаря тому, что в андрадитовых скарнах, в связи с более медленным замещением и более высоким потенциалом кислорода, вокруг замещаемых зерен граната, почти всегда успевают образоваться корка гематита и мушкетовита (метасоматическая зональность). В салитовых же скарнах такая корка наблюдается очень редко, а обычно салит непосредственно замещается пиритом или халькопиритом. При оруденении салитового скарна с жилками гранатового скарна, только последний отделен от колчеданов каемкой мушкетовита. Эта корка окислов железа играет роль защитной пленки и хорошо объясняет медленную сульфидизацию гранатовых скарнов. Такое объяснение соответствует значению *status nascendi* в лабораторной химии: в момент разложения соединения его составные части особенно легко вступают в новые реакции.

Благоприятным обстоятельством для оруденения салитовых скарнов является, конечно, также их расположение в контакте известняков со скарнами, так как в этой контактовой зоне особенно легко возникают трещины. Даже при отсутствии салитовых скарнов вдоль контакта известняка с гранатовым скарном обычно имеются признаки оруденения, но в виде очень узкой полоски, шириной порядка 1 см или менее.

В некоторых участках Фроловского рудника салитовые скарны оказываются почти полностью замещенными медными рудами, тогда как в других участках салитовые скарны оруденели лишь в незначительной степени и частью сохранились в свежем состоянии. Представляет значительный интерес высказанное В. Ф. Чернышевым положение, что богатые сплошные руды, заместившие салитовые скарны, как и вкрапленные руды массивных скарнов, обнаруживают приуроченность к тем местам, где главная зона скалывания пересекает экзоскарновую зону. Это указывает на то, что зона скалывания являлась главным путем следования рудных растворов.

5. О МОЛИБДЕНОВОМ ОРУДЕНЕНИИ

В скарновых зонах Турьинских рудников установлено бедное молибденовое оруденение. В виде мелкой вкрапленности и в виде примазок по трещинкам породы молибденит встречается в скарнах и эпидозитах Фроловского, Никитинского, Васильевского и некоторых других рудников. Распределено это оруденение весьма неравномерно, но более или менее богатого оруденения нигде пока не встречено.

Прежде всего бросается в глаза, что молибденит встречается только в породах, относительно бедных железом — в околаскарновых порфиритах, в диопсид-гроссуляровых скарнах и вообще эндоскарнах, в эпидотизированных породах, в то время как в темных гранатовых и салитовых экзоскарнах молибденит не встречается. Таким образом, молибденитовое оруденение встречается отдельно от медного, так как последнее приурочено именно к более богатым железом экзоскарнам. Эту раздельность того и другого оруденения пытались объяснить тем, что эти два оруденения связаны с разными растворами — «меденосными» и «молибденосными». Мы предполагаем, что они вызываются одними и теми же растворами, несущими одновременно и медь, и молибден, и серу. В породах, бедных железом, пирит и халькопирит не отлагаются в существенном количестве потому, что здесь нехватает железа, входящего в их состав. Сера раствора остается поэтому не использованной и она отлагается в таких зонах вместе с молибденом в виде его сульфида — молибденита.

Если те же растворы попадают в железистые породы, то железо последних осаждает серу и медь раствора в составе пирита и халькопирита. Концентрация серы в силу этого понижается и осаждение молибденита поэтому не имеет места. Кроме того, при образовании сульфидов железа за счет кислородных соединений железа освобождается кислород, который переводит часть серы из сульфидной формы в сульфатную, что также препятствует осаждению сульфида молибдена.

Во Фроловском руднике более заметное молибденовое оруденение приурочено к оскарнованным дайкам среди известняка, т. е. уже за пределами главной скарновой зоны, тогда как в эндоскарнах главной скарновой зоны оруденение не обнаружено. Наоборот, в Никитинском руднике оруденение встречено в эпидозитах, заключенных в диоритовых породах интрузии около контакта. Возможно, что мы здесь имеем проявление рудной зональности. В силу более крупного размера интрузии Фроловского рудника, зона молибденового оруденения здесь располагается дальше от массива, чем в Никитинском руднике, связанном с малой интрузией.

6. МЕДНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ВНЕ СКАРНОВЫХ ЗОН

Медное оруденение совершалось в низкотемпературных условиях, когда железо, входящее в состав единственного первичного медного минерала Турьи — халькопирита, было мало подвижно. Поэтому промышленное медное оруденение возможно лишь в породах, достаточно богатых железом. Таковыми прежде всего являются некоторые породы реакционно-метасоматических скарновых и эпидозитовых зон, в которых железо было привнесено в предыдущие более высокотемпературные стадии, когда железо было более подвижным.

Особым случаем являются зоны скальвания. Выше (глава II—4) мы видели, что низкотемпературный метаморфизм явно приурочен к трещинам и в зонах скальвания проявляется с исключительной интенсивностью, причем местами здесь сохраняют инертность только наименее подвижные элементы. В этих условиях имеет место широкая «гидротермальная дифференциация» вещества, с образованием за счет разложивших боковых пород мономинеральных скоплений в виде жил кварца и кальцита, а местами и скоплений серицита, и хлорита и, наконец, в исключительных случаях, скоплений колчедана (месторождение Разовских шурфов), что указывает уже на подвижность железа в этих исключительных по своей интенсивности случаях метаморфизма. Характерно, что зоны скальвания вблизи интрузий и, в частности, в скарнах не проявляют столь интенсивного низкотемпературного метаморфизма и железо в стадию сульфидного оруденения подвижности здесь не обнаруживало. В разделе о рудной зональности мы уже объясняли это явление тем, что низкая температура около интрузий устанавливалась позднее, чем вдали от них, когда главная часть растворов успевала уже уйти из интрузии.

Вне крупных зон скальвания перемещения железа при метаморфизме и оруденении пород не наблюдается, и в обычных породах вулканогенных толщ встречается только небольшая вкрапленность колчеданов.

Наиболее распространенным метаморфизмом является пропилитизация пород вулканогенной толщ — порфиритов и туфов. При пропилитизации главная часть первичного железа порфирита входит в состав эпидота, но обычно имеется некоторый избыток железа сравнительно с кальцием породы; этот избыток железа остается в виде вкрапленности пирита или пирротина, которые при более низкотемпературных условиях частично

могут быть замещены халькопиритом. Но так как низкотемпературные растворы явно тяготеют к трещинам и медь заметно менее подвижна, чем сера, то в пропилитизированных породах пирит и пирротин обычно лишь в незначительной степени замещаются халькопиритом. Промышленного значения пропилитизированные породы пока иметь не могут.

Мы показали выше, что рудные эпидозиты развиваются за счет инъектированных известняков. Оруденение их обусловлено не только значительным содержанием железа в таких эпидозитах, но и связью их с интрузией. Пластовые эпидозиты, образовавшиеся за счет известковых туффитов, встречаются на Турье довольно часто, но не обнаруживают обычно существенного оруденения. При благоприятном расположении таких пластовых эпидозитов в отношении зон трещиноватости, в них может быть встречено медное оруденение.

7. ТИПЫ РУД

В Турьинском рудном поле встречаются следующие типы первичных руд:

магнетитовые руды,
медные (и медно-кобальтовые) руды,
молибденовые руды.

Медные руды могут быть сгруппированы, например, таким образом:

А. Руды с железом, принесенным при оруденении

1. Магнетитовые руды с вкрапленными колчеданами, так называемые «медистые магнетиты». Это магнетитовые руды с более поздним халькопиритом. Образование последнего за счет магнетита сопровождалось выделением кислорода, который и тормозил дальнейшую сульфидизацию в данной точке, чем обусловлена рассеянность зерен колчеданов среди магнетита. Такие руды известны, например, в Ольгинской шахте Васильевского рудника.

2. Сплошные пирротиновые руды (Башмаковский рудник). Пирротин содержит примесь кобальта и в незначительной степени замещается халькопиритом. В пирротине вкраплены зерна граната, пироксена.

Б. Руды с местным железом

1. Вне зон разломов (в массивных скарнах)

3. Сплошные пирито-халькопиритовые руды в салитовых скарнах характерны для Фроловского и Никитинского рудников. Замещают только салитовые скарны. Участки сплошного колчедана чередуются с участками разложенного скарна.

4. Вкрапленные руды массивных скарнов вкраплены в гранатопироксен-гранатовые экзоскарны. Помимо пирита и халькопирита, содержат мушкетовит.

5. Рудные эпидозиты образуются за счет инъектированных известняков (Богословский и Суворовский рудники), тогда как околоскарновые эпидозиты Фроловского и Никитинского рудников безрудны, в чем проявляется сложная температурная зональность рудного поля, о которой говорилось выше. Рудные эпидозиты Богословского и Суворовского рудников содержат в разложенном эпидозите пирротин, халькопирит, мушкетовит, пирит и марказит (вторичен).

6. Вкрапленные руды зон разломов в скарнах. Раздробленные и разложенные скарны содержат вкрапленность весьма мелких зерен пирита и халькопирита. В боках зоны переходят во вкрапленные руды массивных скарнов.

7. Колчеданные руды зон разломов в пропитированных вулканогенных породах. Недавно открыты около старых Разовских шурфов (Васильевский рудник). Линзочки сплошного пирита и халькопирита в серицит-хлоритовых породах зоны разлома.

8. ОБЩИЙ ОБЗОР ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД И РУД В ТУРЬИНСКОМ РУДНОМ ПОЛЕ

При выделении стадий формирования месторождений мы встречаемся с тем затруднением, что стадии температурные вообще не вполне соответствуют стадиям времени образования, так как в один и тот же момент времени температура в разных точках рудного поля была весьма различна. Ниже в основном мы будем придерживаться разделения процессов по температурам.

Вулканогенные процессы — излияние роговообманковых и других порфиритов, накопление их туфов, их перемыв, отложение известняков. По мере накопления вулканогенной толщи в нее внедрялась в различные моменты интрузивная фация той же магмы, как это видно из нахождения в туфах обломков диоритовых порфиритов и даже диоритов.

Интрузивная стадия — внедрение мелких интрузий габбро и габбродиоритов, штоков кварцевых диоритов, массивов гранодиоритов. Последними образуются породы жильной свиты, которыми секутся скарны и эпидозиты; это лампрофиры (секущие порфириты) и очень редкие аплиты.

Стадия скарнообразования (пироксен-гранатовая ступень равновесия). Под воздействием высокотемпературных постмагматических растворов известняки реагировали с силикатовыми породами с образованием реакционных скарновых зон.

Нормальная последовательность зон:

- I. Кварцевый диорит или порфирит, туф
- II. Диопсид-плагноклазовая порода
- III. а) Пироксен-гранатовый скарн
б) Гранатовый скарн
- IV. Пироксеновый скарн
- V. Известняк.

Зоны III-а и III-б отсутствуют в начале взаимодействия, а, появившись и разрастаясь, постепенно вытесняют зону пироксенового (салитового) скарна.

Стадия магнетитового оруденения. Около более крупных интрузий скарны в их внешних зонах (экзоскарны) подвергаются замещению магнетитом. Около более мелких и более основных по составу интрузий, при условии несколько более низких температур, но в пределах той же пироксен-гранатовой ступени равновесия, происходит замещение скарнов сплошными пирротинowymi рудами.

Стадия эпидотизации (пироксен-эпидотовая ступень). В эту стадию скарны внутренней зоны и околоскарновые диопсид-плагноклазовые породы частично замещаются эпидозитами. Более интересно

реакционное образование эпидозитов за счет инъекцированных диоритовыми порфиритами известняков и известковых мигматитов.

Примерно, одновременно с образованием скарнов около более крупных интрузий и эпидозитов около более мелких, в удалении от интрузий происходит пропилитизация вулканогенной толщи.

Стадия сульфидного оруденения. В эту стадию в контактовых месторождениях железо вело себя инертным образом (в отличие от высокотемпературной стадии магнетитового оруденения). Поэтому промышленное халькопиритовое оруденение возникает только за счет более богатых железом пород, куда относятся экзоскарны и эпидозиты. Избирательному оруденению сплошными пирито-халькопиритовыми рудами подвергаются пироксеновые скарны, тогда как в гранатовых скарнах, в связи с более высоким содержанием в них кислорода, развивается только рассеянное (вкрапленное) оруденение. Наблюдается постепенное оруденение скарнов со следующей метасоматической зональностью: неразложенный скарн — разложенный скарн с гематитом, с дальнейшим замещением гематит→магнетит(мушкетовит)→пирит→халькопирит.

В рудных эпидозитах, образующихся только за счет пластовых эпидозитов по инъекцированным и мигматизированным известнякам, обычны следующие замещения рудных минералов, связанные в основном тоже с метасоматической зональностью: гематит и магнетит→пирит→пирротин→халькопирит.

В зонах разломов метасоматическая зональность отсутствует. В зонах разломов среди скарнов низкотемпературные процессы не были особенно интенсивными, железо не перемещалось и колчеданное оруденение имеет характер мелкой вкрапленности. Кварц и кальцит также не дают здесь мономинеральных скоплений. Однако в зонах разломов в некотором удалении от интрузий низкотемпературные процессы были местами весьма интенсивны, со значительными перемещениями кремнезема, кальция, магния, железа, что привело к образованию местами почти мономинеральных скоплений, в виде жил кварца, скоплений хлорита и, наконец, скоплений колчеданов (пирит и халькопирит в Разовских шурфах).

Стадия вторичного изменения. В связи с образованием в мезокайновое мощной коры выветривания, руды верхних горизонтов медных рудников подверглись сильному изменению с образованием масс халькозина, малахита, лимонита и т. д.

СИМВОЛЫ МИНЕРАЛОВ

Ab — альбит	He — гематит	Preh — пренит
Act — актинолит	Hed — геденбергит	Pump — пумпеллит
n — анортит	Hrb — роговая обманка	Py — пирит
Andr — андрадит	Hyp — гиперстен	Q — кварц
Ank — анкерит	Ka — кальцит	Ser — серицит
Ap — апатит	Lx — лейкоксен	Sid — сидерит
Aug — авгит	Mst — магнезит	Sph — сфен
Bi — биотит	Mt — магнетит	Talc — тальк
Chl — хлорит	Olg — олигоклаз	Tr — тремолит
Cr — халькопирит	Ort — ортоклаз	Ves — везувиан
Di — диопсид	P — пироксен	Woll — волластонит
Dol — доломит	Pl — плагиоклаз	Zeol — цеолит
Ep — эпидот	Pm — клинопироксен	Zeol _D — десмин
Gr — гранат	Po — пирротин	Zeol _{Ch} — хабазит
Gross — гроссуляра		

- Заварицкий А. Н. Геологический очерк месторождения медных руд на Урале, ч. II, Тр. Геол. ком., 1929, нов. сер., вып. 173.
- Заварицкий А. Н. Пересчет химических анализов изверженных горных пород и определение химических типов их. Изд. АН СССР, 1941.
- Коржинский Д. С. Подвижность и инертность компонентов при метасоматозе. Изв. АН СССР, сер. геол., 1936, № 1, стр. 35—60.
- Коржинский Д. С. Петрологический анализ флогопитовых и мусковитовых месторождений Вост. Сибири. Сб. «Слюды СССР», 1937, изд. ЦНИГРИ, стр. 89—114.
- Коржинский Д. С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, 1940а, вып. 12.
- Коржинский Д. С. Жидкие включения как причина мнимой пелитизации полевых шпатов. ДАН СССР, 1940б, 29, вып. 2, стр. 115—117.
- Коржинский Д. С. Контактные реакционно-метасоматические месторождения. ДАН СССР, 1941, 33, № 2, стр. 143—145.
- Коржинский Д. С. Понятие о геохимической подвижности элементов. Зап. Всеросс. мин. общ., 1942, № 3—4, стр. 160—168.
- Коржинский Д. С. Закономерности оруденения в Турьинских медных рудниках. Изв. АН СССР, сер. геол., 1943, № 1.
- Коржинский Д. С. Соотношения между минералогическим составом и величиной химических потенциалов компонентов. Зап. Всеросс. мин. общ., 1944а, № 1.
- Коржинский Д. С. Абиссофобный минерал пумпеллит в породах горы Благодати о факторе энергии превращения. Изв. АН СССР, сер. геол., 1944б, № 5.
- Коржинский Д. С. Закономерности ассоциации минералов в породах архея Восточной Сибири. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, 1945а, вып. 61.
- Коржинский Д. С. Образование контактовых месторождений. Изв. АН СССР, сер. геол., 1945б, № 3.
- Коржинский Д. С. Принцип подвижности щелочей при магматических явлениях. Сб. «Академику Д. С. Белянкину к 70-летию со дня рождения». Изд. АН СССР, 1946а.
- Коржинский Д. С. Метасоматическая зональность при околотрепчинном метаморфизме и жилы. Зап. Всеросс. мин. общ., ч. 75, 1946б, № 4.
- Коржинский Д. С. Фильтрационный эффект и его значение в геологии. Изв. АН СССР, сер. геол., 1947а, № 2.
- Коржинский Д. С. Биметасоматические флогопитовые и лазуритовые месторождения архея Прибайкалья. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, 1947б, вып. 29.
- Ларсен Е. и Берман Г. Определение прозрачных минералов под микроскопом. ОНТИ, 1937.
- Линдгрэн В. Минеральные месторождения. ОНТИ, 1935, вып. 3.
- Овчинников Л. Н. О кобальте в рудах Турьинского месторождения. Диссертация, 1942. Фонд Инст. геол. наук АН СССР. Рукопись.
- Сводный отчет Централизованной геолого-разведочной партии (ЦГРП) по изучению района Турьинских медных рудников, 1934, 1—5. НИС Лен. горн. инст. Рукопись.
- Сергиевский В. М. Геологическое описание планшетов № 17 и 27 съемки Урала в масштабе 1:200000. Надэждинский район. ЦНИГРИ, 1939.
- Струве Э. А. Сборник анализов изверженных и метаморфических горных пород СССР. Изд. АН СССР, 1940.
- Федоров Е. С. и Никитин В. В. Богословский горный округ. СПб., 1901.
- Федоров Е. С. и Стратонович Е. Д. Генезис авгито-гранатовых пород по новым данным. Зап. Горн. инст., СПб., 1909, 2, вып. 1, стр. 48—68.
- Федоров Е. С. Из результатов поездки в Богословский округ летом 1911 г. Зап. Горн. инст., СПб., 1911, 3, вып. 5, стр. 340—348.
- Coats R. Propylitization and related types of alteration on the Comstock lode. Econ. Geol., 1940, 35, № 1, p. 16.
- Escola P. Die Metamorphen Gesteine. Из книги: Barth T., Correns C., Escola P. Die Entstehung der Gesteine. Berlin, 1939.
- Lindgren W. The copper deposits of the Clifton Morenci District, Arizona. U. S. Geol. Survey, 1905, Prof. paper, № 43.
- Niggli P. Gesteine und Mineralprovinzen, 1923.
- Troger W. Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. Ein Nomenklatur-Kompendium. 1935.
- Winchell A. Elements of optical Mineralogy. New York, 1927.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

	<i>Стр.</i>
Предисловие	1
I. Магматические явления	
1. Вулканогенная толща	3
2. Интрузивная формация	6
1) Общий характер формации	6
2) Общие закономерности состава зернистых пород интрузивной формации	6
3) Петрографический очерк пород интрузивной формации	15
а) Породы массивов	15
Кварцевые диориты	15
Диориты	17
Габбро-диориты и габбро	18
б) Доскарновые жильные породы	18
Порфириды даек и апофиз	18
Инъекция диоритовыми порфиритами известняков (известковые эруптивные брекчии)	19
в) Постскарновые жильные породы и связанные с ними теоретические вопросы	22
Общие сведения	22
Описание свит жил лампрофировых пород («секущие порфириды»)	24
Аплитовые породы	27
3. Теоретические соображения и выводы	28
II. Метаморфические явления	32
1. Предварительные сведения	32
2. Высокотемпературная стадия — приконтактный метаморфизм	34
1) Роговиковая ступень	34
2) Проксен-эпидотовая ступень	40
3. Среднетемпературная стадия — пропилитизация	43
1) Актинолит-эпидотовая ступень метаморфизма	43
2) Хлорит-эпидотовая ступень метаморфизма	47
3) О пропилитизации	49
4. Низкотемпературная стадия — околотрещинный метаморфизм	53
1) Общие сведения	53
2) Пренитовая ступень	55
3) Пумцеллитовая ступень	56
4) Кальцит-альбитовая и кальцит-кварц-серпичитовая ступени	57
5) Цеолитовая ступень	61
5. Метаморфические и жильные минералы	62
6. Заключение о метаморфизме	67

	<i>Стр.</i>
III. Контактные реакционно-метасоматические явления	72
1. Вступление	72
2. Скарновые зоны	73
1) Обзор скарновых и околоскарновых пород	73
а) Околоскарновые породы	74
б) Гранатовые и пироксен-гранатовые скарны	76
в) Салитовый скарн	79
г) Волластонитовые скарны	80
д) Пржилки скарна и брекчиевидные скарны	81
е) Химические анализы пород скарновых зон	81
ж) Удельные веса пород скарновой зоны	84
2) Строение скарновых зон	84
а) Общие черты	84
б) Разрезы скарновых зон	86
в) Примеры разрезов через скарновые зоны	87
г) Изменение скарновых зон по простиранию во Фроловском и Ники- тинском рудниках	89
3) Теория скарнообразования в Турьинских рудниках	90
а) Исторические сведения	90
б) Диаграмма парагенезисов пород скарновых зон	91
в) Диаграмма химических потенциалов и активностей	94
г) Анализ роста скарновых зон	100
д) Закономерности размещения салитовых скарнов	110
3. Эпидозиты	112
1) Описание эпидозитов	112
2) Анализ явлений эпидотизации	115
IV. Вопросы оруденения	125
1. Введение	125
2. Зональность метаморфизма и оруденения	126
3. Режим железа при оруденении	130
4. Режим меди, серы и кислорода при оруденении	134
5. О молибденовом оруденении	141
6. Медное оруденение вне скарновых зон	142
7. Типы руд	143
8. Общий обзор последовательности образования пород и руд в Турьин- ском рудном поле	144
Символы минералов	145
Литература	146

Печатается по постановлению Редакционно-издательского совета
Академии Наук СССР

Редактор С. Т. Попова. Технический редактор В. Н. Диков. Корректор Н. Н. Морозов

РИСО АН СССР № 2843. А — 02666. Издат. № 1330. Тип. заказ № 3676. Под. и печ. 16/III 1948 г.
Формат бум. 70×108 1/16. Печ. л. 9 1/4. Уч.-издат. 14. Тираж 1500.

2-я тип. Издательства Академии Наук СССР. Москва, Шубинский пер., д. 10.

ОПЕЧАТКИ И ИСПРАВЛЕНИЯ

Стр.	Строка	Напечатано	Должно быть
5	Табл. 1 гр. 8,8 св.	CaO 0.08	CaO 6.08
13	Табл. 3 гр. 11,6 св.	96	196
55	15 св.	Cu, O ₂	O ₂ , Cu
72	6 св.	Cu, O ₂	O ₂ , Cu
93	26 св.	K ₂ O, Na ₂ O, S, MgO, O ₂	S, K ₂ O, Na ₂ O, O ₂ , MgO,