

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Н. И. НАКОВНИК

МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Кочурад

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

ЗАМЕЧЕННЫЕ ОПЕЧАТКИ

<i>Стр.</i>	<i>Строка</i>	<i>Напечатано</i>	<i>Следует читать</i>
7	8 сверху	74°36'	74°59'
50	13	1:1.23	1:2.23
55	12 снизу	= 29°	= 20°
61	13 сверху	2v = 82°	2v = - 82°
76	20 снизу	несколько	нескольких
116	21 снизу	материалов	минералов
121	в таблице 24	Рудный пирит	Рудные: пирит
128	22 снизу	материалов	минералов
145	в формуле (3)	K ₂ O	H ₂ O
150	в конце формулы (6)	H ₂	H ₂ O
153	16 сверху	(3)K ₂ Al ₂ Si ₆ O ₁₆	3K ₂ Al ₂ Si ₆ O ₁₆
156	во второй строке формулы (10)	2K ₂ SO ₄	2K ₂ SO ₄

Выноска 2 на стр. 57 относится к стр. 58, к заголовку таблицы „Темная разновидность“, строка 18 и 19 снизу.

И. М. НАКОВНИК
МЕСТОРОЖДЕНИЯ КОУНРАД
ЕГО ГОРНЫЕ ПОРОДЫ И МИНЕРАЛЫ

Ответственный редактор председатель СОПС'а акад. *И. М. Губкин*

Главный редактор издания *А. Д. Архангельский*

Редактор издания *И. Ф. Григорьев*

Технический редактор *Р. И. Сквирская*

Ученый корректор *Н. П. Лебедева*

Сдано в набор 14/III 1937 г.

Подписано к печати 14/VIII 1937 г.

176 стр. (1 карта, 11 фиг.), + I—XXV отд. табл.

Формат 72 × 110 см.

15¹/₈ печ. л.

46.475 тип. зн. в печ. л.

16.56 уч.-авт. л.

Тираж 750.

Ленгорлит № 3881.—АНИ № 43.—Заказ № 1009.

2-я тип. Изд-ва Леноблисполкома и Совета, улица 3-го Июля, д. 55.

ОГЛАВЛЕНИЕ

От автора	5
I. Общий физико-географический и геологический очерк	7
Физико-географический очерк	—
Геологический очерк	10
II. Очерк современных геологических представлений о месторождении Коунрад	17
III. Породы массива	21
Введение	—
A. Породы интродированные	—
Песчаники и сланцы	—
Диабазы и диабазовые порфиры	27
Эффузивные порфиры (кварцевые альбитофиры)	34
B. Породы интрузии	42
Граниты	43
Гранодиориты	—
Гранодиорит-порфиры	50
Кварцевые диорит-порфиры	59
C. Вторичные кварциты, или гипогенно-измененные породы	63
Минералы вторичных кварцитов	67
Вторичные кварциты из эффузивных порфиров	104
Вторичные кварциты из гранодиорит-порфиров и кварцевых диорит-порфиров	117
D. Супергенно-измененные породы	129
Супергенно-измененные граниты	131
Супергенно-измененные гранодиорит-порфиры	133
Супергенно-измененные вторичные кварциты	136
E. Новейшие отложения	138
Галечники	—
Современные наносы	139
V. Геологическое строение массива Коунрад и основные черты генезиса его пород, руд и минералов	140
Гранодиорит-порфиры	—
Эффузивные порфиры	141
Вторичные кварциты	142
Супергенно-измененные породы	157
Использованная литература	161
Summary	164
Объяснение таблиц I—XX	171

CONTENTS

Preface	5
I. General physico-geographical and geological description	7
Physico-geographical description	—
Geological description	10
II. Review of recent works on the geology of the Kounrad deposit	17
III. Rocks of the massif	21
Introduction	—
A. Intruded rocks	—
Sandstone and schist	—
Diabase and diabase-porphyrity	27
Effusive porphyry (quartz-albitophire)	34
B. Intrusive rocks	42
Granite	43
Granodiorite	—
Granodiorite-porphyrity	50
Quartz diorite-porphyrity	59
C. Secondary quartzites or hypogene-altered rocks	63
Minerals of the secondary quartzites	67
Secondary quartzites from effusive porphyries	104
Secondary quartzites from granodiorite-porphyrity and quartz diorite-porphyrity	117
D. Supergene-altered rocks	129
Supergene-altered granites	131
Supergene-altered granodiorite-porphyrity	133
Supergene-altered secondary quartzites	136
E. Latest deposits	138
Pebblestone	—
Alluvium	139
IV. Geological structure of the Kounrad Massif and the main characters of the genesis of its rocks, ores and minerals	140
Granodiorite-porphyrity	—
Effusive porphyries	141
Secondary quartzites	142
Supergene-altered rocks	157
List of literature	161
Summary	164
Explanation of Tables I—XX	171

ОТ АВТОРА

Предлагаемая работа о Коунраде произведена автором от геолого-разведочного отдела Прибалхашстрой. Первоначально она была задумана гораздо шире: коллективом авторов предполагалось дать полное описание месторождения, но по целому ряду причин пришлось ограничиться только геологией, петрологией и минералогией, т. е. тем, что вошло в задание Н. И. Наковника. Описание же геологии окрестностей, промышленного меднорудного тела, условий его формирования, вторичного обогащения, а также характеристика руд в разрезе вторичной зональности — все это будет освещено позже другими лицами. Однако для полноты картины автор данной работы коснулся в ней и этих сторон месторождения, поскольку он был близок к ним в процессе изучения общего материала.

Печатание работы в изданиях СОПС Академии Наук СССР обязано содействию академика А. Д. Архангельского и профессора И. Ф. Григорьева, которым, а также Совету по изучению производительных сил Академии Наук, автор выражает здесь свою глубокую признательность.

Прибалхашстрой.

1. ОБЩИЙ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Физико-географический очерк

В северо-западном Прибалхашье имеется немного таких вершин, как гора Коунрад, резко вздымающихся над мелкопочвенной пустынной степью. В 50 км к ССЗ от нее поднимается еще более резко 700-метровый усеченный гранитный конус массива Бектау-ата (фиг. 1), „Маяк Прибалхашья“, по образному выражению лучшего знатока этого района М. П. Русакова. Абсолютная высота вершины Коунрад равна 669.6 м; высота ее над озером Балхаш 326 м; над пос. 1-й Коунрад 134.6 м. Географические координаты ее: 47°2' северной широты и 74°36' восточной долготы от Гринича. Расстояние до северного берега Балхаша по прямой линии — 17 км.

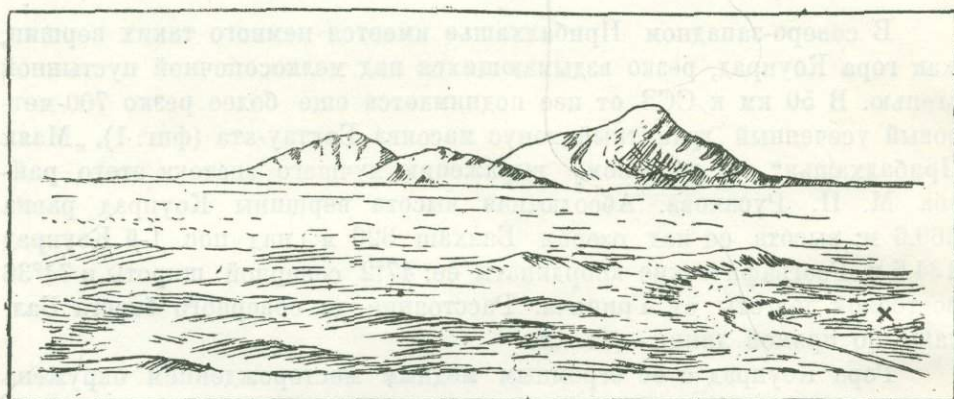
Гора Коунрад с ее огромным медным месторождением окружена каменисто-глинистой, засоленной равниной, распространяющейся на десятки километров к северу, западу и востоку. Площадь массива горы определяется приблизительно в 18 кв. км. Прилагаемая геологическая и топографическая карта (табл. XXIV) отражает собою массив, разделенный двумя большими логами (восточным и юго-западным) на две несколько неравномерные по величине и высоте половины: Северный (повышенный) Коунрад и Южный (пониженный) Коунрад.

При обзоре карты замечается кольцеобразное строение обеих половин, а особенно северной. Кольцевое строение Северного Коунрада выражается в том, что его центральная часть представляет собой впадину или котловину, замкнутую почти со всех сторон дугообразной грядой каменистых сопок. Котловина является рудным участком месторождения и сообщается с окружающей Коунрад равниной с одной лишь юго-восточной стороны узким устьем большого Восточного лога (фиг. 2).

Кольцевое строение массива очень четко вырисовывается с высоты нескольких сот метров (с аэроплана). Северный Коунрад представляется при таком наблюдении кратером вулкана, со дна которого поднимаются дым и гул взрывных работ большого медного рудника. Весьма возможно, что полное впечатление кольцеобразности строения сыграло

свою роль в создании известной теории „кольцевых даек“, положенных в основу генезиса месторождения. Кольцевая гряда северной части массива, помимо главной вершины, имеет следующие наиболее значительные сопки: Западный Коунрад с высотной отметкой 554.9 (планшет 6-й), Железная сопка с высотной отметкой 505.9 (планшет 7-й) и южные с отметкой 518.8 (планшет 11-й). В южной части Коунрада над массивом доминирует гора Южный Коунрад с высотной отметкой 511.5.

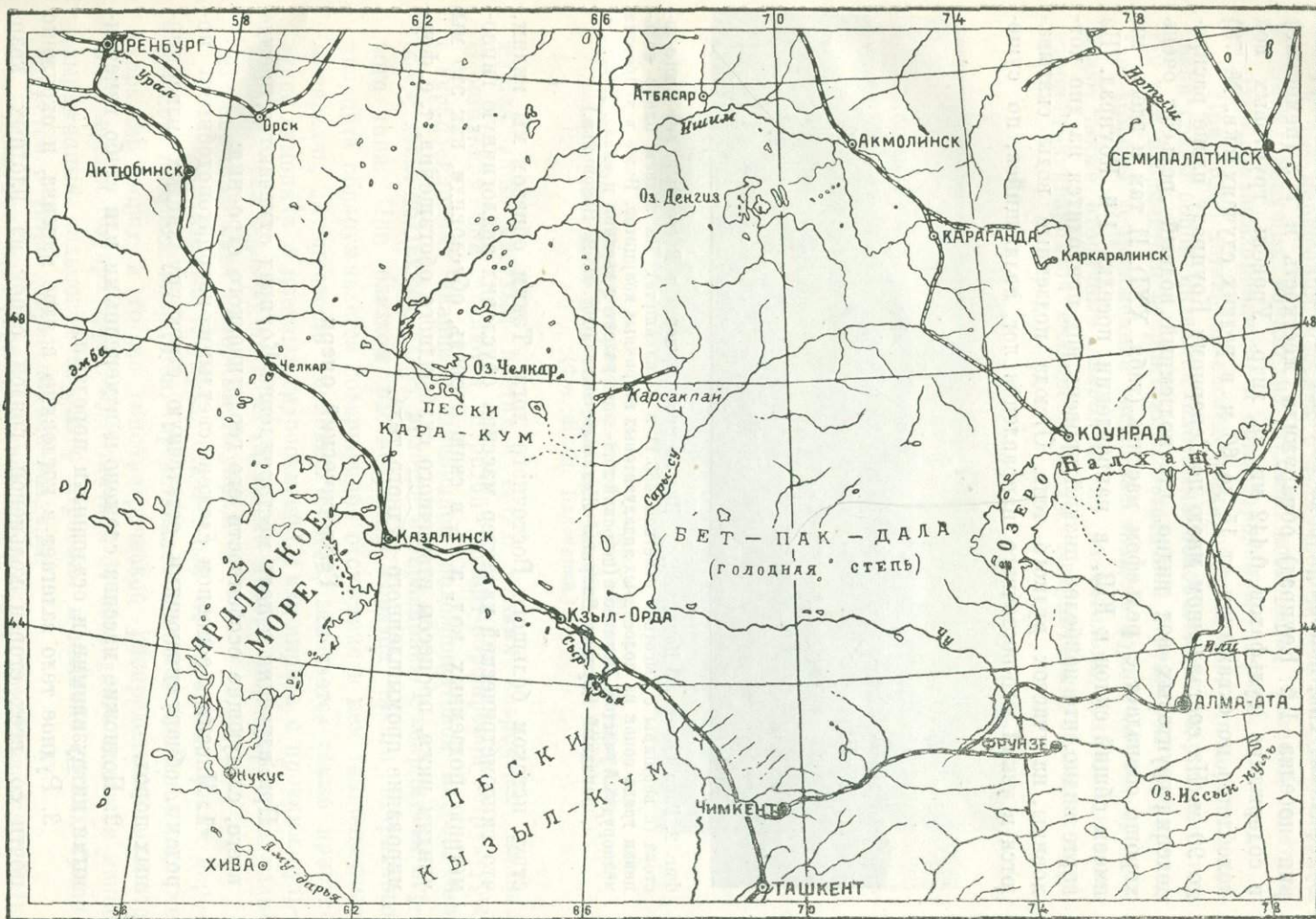
Массив Коунрад представляет собой типичный для вторичных кварцитов Казахской степи рельеф, позволяющий геологу определить уже с большого расстояния характер слагающих его горных пород. Резкость хребтов и конусообразная заостренность вершин, сглаженные волнисто-сбегающие склоны, — вот главные черты его рельефа.



Фиг. 1. Гранитное поле Бектау-атинской интрузии. Вид с вершины Коунрад на север. Направо (X) — „Северные колодцы“ (в 4 км). Вдали (в 50 км) гора Бектау-ата. (Зарисовка О. Н. Лесничевской.)

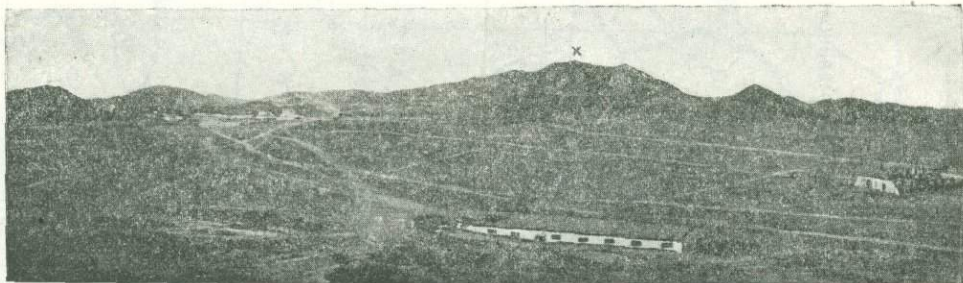
Характер рельефа, особенности сухого, резко континентального климата и, наконец, сами породы массива обуславливают хорошую их обнаженность и доступность для наблюдения. Если исключить периферическую часть, подножие массива, то обнаженность его можно оценить цифрой выше 50%. Остальная часть скрыта под тонким покровом почв или затянута потоками остроугольной кремнистой щебенки, плывущей вниз по тальвегам с высоких хребтов. Почва каменистых склонов несет редкую и бедную растительность: пучки полыни, караджусана, терскена и жалкие клочки кок-пека. В более низких и глубоких тальвегах растет колючий баялыч, караганник, и лишь только на совсем низких местах, по периферии массива, встречаются единственные здесь представители злаков: чий и ковыль.

В отношении естественных грунтовых вод Коунрад исключительно беден. Здесь совершенно отсутствуют какие-либо напорные воды; искусственные колодцы в северной части массива содержат воду на глубине 20—30 м. Она плохого качества вследствие сильной минерализации



Основа — карта из „Карманного Атласа“, изд. 1936 г.

сульфатами. Так, например, вода колодца на месте скв. № 3 (территория поселка 1-й Коунрад) обнаружила жесткость в 7°3 (немецкие) и содержание сульфатов 0.442 мг на литр. Уровень грунтовых вод колеблется по скважинам от 15 до 60 м, в редких случаях (скв. № 78) до 90 м. На составленном мною по Северному Коунраду плане распределения грунтовых вод видно, что подземный водный „рельеф“ очень хорошо совпадает с рельефом массива (табл. XXI). И там и здесь мы имеем общий склон к ЮВ, в направлении поселка 1-й Коунрад. На карте видно, что наиболее низкий уровень вод приходится на дно котловины, на участок рудного тела. Отсюда подземные воды скатываются в узкий юго-восточного направления лог, являющийся, по суще-



Фиг. 2. Гора Северный Коунрад (X). Вид на месторождение и Восточный лог с юго-востока (с вершины с высотной отметкой 485.11 в 12 планшете). На заднем плане кольцевая гряда сопок из полосчатых андалузитовых вторичных кварцитов. Ниже в депрессии меднорудный участок. Подножие (широкий лог)—зона развития каолина и опала. Налево—Западный Коунрад. Направо—Железная сопка. (Фот. Н. И. Наковника.)

ству, истоком большого Восточного лога. Таким образом мы видим, что гипсометрический характер массива обусловил аналогичную гипсометрию подземных вод, а те, в свою очередь, обусловили, как это мы увидим ниже, процессы вторичного сульфидного обогащения, т. е. формирование промышленного рудного тела.

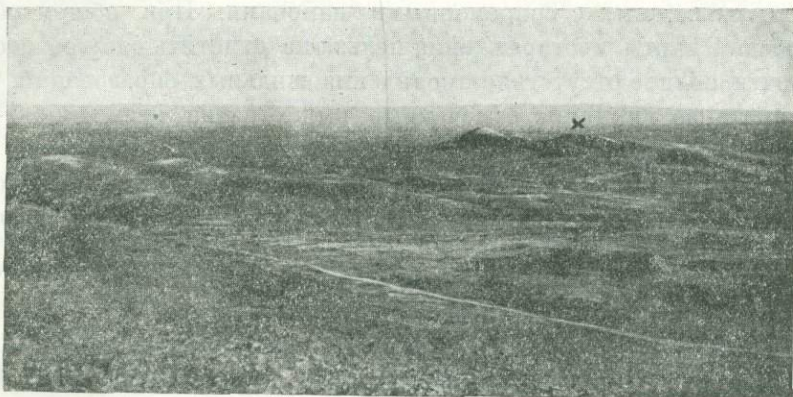
Геологический очерк

При изучении в поле месторождения Коунрад отмечают, прежде всего, следующие особенности его геологического строения:

1. Массив в основном сложен светлыми кварцитоподобными породами, обнаруживающими остаточную структуру кислых изверженных пород.
2. Подножие массива сложено неизменными или слабо измененными интрузивными и осадочными породами.
3. Рудное тело залегает в котловине, в ядре массива, и окружено почти со всех сторон кольцевой грядой сопок из плотных кварцитов.

4. По периферии массива с восточной и юго-западной стороны в логах, берущих начало из рудной котловины, развиты светлые и белые каолинизированные и опализированные породы.

При более детальном исследовании оказывается, что породы кольцевой гряды сопок являются плотными полосчатыми кварцитами или так наз. вторичными кварцитами, с остаточной структурой порфировых лав. Породы депрессионной части массива, его рудного поля, представляют также вторичные кварциты, но значительно отличающиеся от вторичных кварцитов кольцевой гряды. Кварцитовый облик их выра-



Фиг. 3. Рельеф вторичных кварцитов. Вид с Южного Коунрада на ЮВ. Вдали и направо вершина с высотной отметкой 483.8.
(Фот. Н. И. Наковника.)

жается лишь светлым цветом и сетью мелких кварцевых жилок. В остальном они являются породой гранит-порфировой структуры с вкрапленниками кварца и измененной полевошпатовой массой. Они более легко поддаются удару молотка по сравнению с кварцитами первого типа. При близком рассмотрении образца такого вторичного кварцита обнаруживается совершенное отсутствие в нем темноцветных минералов, „мучнистость“ полевых шпатов; замечается также присутствие лимонита и цветных гидроокисей Си или пирита с прочими сульфидами, если образец взят из глубины. Такова характеристика главных пород массива Северный Коунрад.

Массив Южный Коунрад, отделенный от Северного узким перешейком плотных кварцитов, представляет собой в основном тот же характер пород и то же гипсометрическое распределение их, что и Северный Коунрад (фиг. 3). Отличием от последнего является менее выраженный кольцевой характер строения и наличие свежих гранодиоритов в устье депрессионной впадины.

Исследуя периферию массива в целом, мы сталкиваемся с большим разнообразием пород. Снизу с В и ЮЗ к Коунраду подходят гра-

ниты, с С и СЗ — осадочные породы и мощная толща современных наносов. У северного подножия массива протягивается цепь маленьких островков диабазов и кварцевых альбитофиров, а на В, в русле Восточного лога, широким контуром раскинулись измененные гранодиорит-порфиры.

Для полной картины распределения пород остается добавить, что в центральных частях массива, по ближе к краю, среди кварцитов наблюдаются небольшие пятна свежих гранодиорит-порфиров и кварцевых диорит-порфиритов, а с южной, юго-западной и западной сторон его периферию окаймляют плоские увалистые холмы из галечников, перемешанных с современными наносами. При общем обзоре геологической карты месторождения нельзя не отметить одну ее особенность: почти полное отсутствие проявления жильных образований, если не принимать во внимание отмеченные выше пятна гранодиорит-порфиров и мельчайшие кварцевые жилки во вторичных кварцитах.

В дальнейшем подробном описании пород Коунрада мы рассмотрим их в генетической последовательности и разделим на следующие 5 групп:

А. Интродуцированные породы.

В. Породы интрузии.

С. Гипогенно-измененные породы, или вторичные кварциты.

Д. Супергенно-измененные породы.

Е. Новейшие отложения.

В каждой из этих групп будут рассмотрены в возрастном порядке следующие породы:

В группе интродуцированных пород:

песчаники и сланцы,

диабазы и диабазовые порфириты,

эффузивные порфиры (кварцевые альбитофиры).

В группе пород интрузии:

граниты,

гранодиориты,

гранодиорит-порфиры и кварцевые диорит-порфириты.

В группе вторичных кварцитов, или гипогенно-измененных пород:

вторичные кварциты из гранодиорит-порфиров и кварцевых диорит-порфиритов,

вторичные кварциты из эффузивных порфиров,

вторичные кварциты из песчанико-сланцев, или контактовые кварцево-мусковито-андалузитовые роговики.

В группе супергенно-измененных пород:

супергенно-измененные (каолинизированные и опализированные)

граниты,

супергенно-измененные (каолинизированные и опализованные) гранодиорит-порфиры,

супергенно-измененные (каолинизированные) вторичные кварциты.

В группе новейших отложений:

галечники,

современные наносы.

а) Наиболее древними породами массива Коунрад, а также его ближайших окрестностей, являются песчаники и сланцы. Возраст их, по аналогии с песчанико-сланцами соседних районов, определяется нами как силур. Тектоника песчанико-сланцев на описываемом участке очень несложная. Они образуют одну антиклинальную складку северо-западного простирания, ось которой проходит, примерно, в 400—500 м от подножия массива. Юго-западное крыло этой складки более крутое, северо-восточное — более пологое. Песчанико-сланцы широкой полосой распространяются от подножия Коунрада к С и СВ и за рамкой карты сливаются с остальной их массой.

б) Следующим стратиграфически более высоким горизонтом являются диабазы и диабазовые порфириты, их туф-лавы и туф-брекчи. Они прослежены между песчаниками и порфирами в трех местах и, кроме того, обнаружены еще под порфирами в самой крайней восточной 155-й скважине на глубине 80 м. Вытянутость всех этих четырех участков диабазов в линию аналогичного песчаникам северо-западного простирания, а также согласное падение говорят об их генетической близости в смысле участия в одном и том же тектоническом процессе. Превращение песчанико-сланцев в контакте с диабазами в адиолы свидетельствует о магматическом воздействии вторых на первые. Вопрос об отношении обеих категорий пород ясен, но неясна лишь форма этого отношения: являются ли диабазы межпластовой интрузией на данном участке или они представляют здесь лавовый покров, прикрывающий песчаники. Мощные наносы, скрывающие северо-западное и северное подножие массива, скрывают также и границу диабазов с песчаниками. Весьма возможно, что в действительности четыре отдельных участка диабазов простираются вдоль границы гораздо шире, удлиняя свои контуры на соединение друг с другом. Возраст диабазов мы считаем также условно силурийским. Как песчаники, так и диабазы не составляют особенно заметного элемента в рельефе массива, так как образованные ими маленькие каменистые холмики и сопочки очень похожи на такие же, сложенные у подножия вторичными кварцитами. Несколько выделяются лишь одни диабазы благодаря своему темному, почти черному, цвету на общем светлом фоне кварцитов.

с) Эффузивные порфиры, представленные кварцевыми альбитофирами, стратиграфически являются наиболее верхним горизонтом из всей интродуцированной толщи пород. Они обнаружены на северном

склоне главной вершины массива среди продуктов их гипогенного изменения—вторичных кварцитов. Порфиры залегают четырьмя маленькими участками и приурочены к горизонту резкого перелома профиля склона в его основание.

Рассматривая здесь общее распространение порфиров, неизбежно приходится затронуть происшедшие из них вторичные кварциты. Общий контур всех порфиров, измененных и свежих (вторичных кварцитов), занимает наибольшую площадь массива; они приурочены исключительно к повышенной части; по периферии же и в обеих „кольцевых“ впадинах имеется целая группа маленьких островков, залегающих в виде наплывов на гипогенно-измененных гранодиорит-порфирах. Реликтовая флюидалность порфиров, аналогичная по простиранию песчанкам и сланцам, определяет их общую связь в отношении участия в одном и том же тектоническом процессе. Включения же обломков диабазы в порфиры, залегание их в северо-восточной части над песчаниками и диабазами, наличие в контакте с последними горизонта туфобрекчии, характерные лавовые структуры — все это определяет порфиры как лавы поверхностных излияний, дислоцированные впоследствии вместе с диабазами и песчаниками. Возраст этих излияний мы относим условно к девону. Превращение порфиров, а также песчаников, в контакте с гранитами и их гранитоидами во вторичные кварциты, по существу — в андалузитовые контактовые роговики, свидетельствует о том, что осадочно-эффузивная толща пород была интродуцирована гранитами. Время этой интрузии мы относим по аналогии с соседними районами к герцинской эпохе складкообразования.

d) Гранодиориты, гранодиорит-порфиры и кварцевые диорит-порфириты представляют собой продукт периферического изменения огромнейшей Бектау-атинской гранитной интрузии. Чрезвычайно характерно отсутствие здесь резких переходов между нормальными крупнозернистыми гранитами и гранодиоритами, между гранодиоритами и гранодиорит-порфирами и т. д. Характерно также нахождение гранитов в низах массива, а наиболее порфировых и меланократовых их разновидностей, т. е. гранодиорит-порфиров и диорит-порфиритов, в верхах массива. Чрезвычайно важно еще то, что крупнозернистые граниты, являющиеся представителями более глубинных частей интрузии, в контакте с эффузивными порфирами не вызывают в них такого интенсивного метаморфизма, как гранодиорит-порфиры, т. е. представители более верхних частей интрузивной массы.

e) Группа гипогенно-измененных пород, именуемых уже с открытия Коунрада вторичными кварцитами, является наиболее интересной как в промышленном, так и в теоретически-научном отношении. Аналогичных пород в ближайших окрестностях месторождения мы не имеем.

Выше уже было отчасти упомянуто о вторичных кварцитах из эффузивных порфиров. Что же касается вторичных кварцитов из гра-

нодиорит-порфиров, то они занимают центральную пониженную часть массива, проявляясь во всех его впадинах и логах; это обстоятельство подчеркивает их залегание под полосчатыми кварцитами. Буровые скважины подтверждают этот вывод. Вглубь они переходят в свежие породы — гранодиорит-порфиры. Являясь породами более мягкими и, как будет изложено ниже, более пористыми и жилковатыми, чем прикрывающие их кварциты, они весьма благоприятны для разрушающего действия эрозионных процессов. Вторичные кварциты из гранодиорит-порфиров представляют собой гипогенно-измененные и оруденелые породы верхушки интрузии в ее контакте с порфировыми лавами.

Вторичные кварциты из песчаников и сланцев, или, вернее, кварцево-мусковито-андалузитовые роговики, проявлены в контакте с гранитами и гранодиорит-порфирами в северо-восточном углу участка. Они весьма сходны с полосчатыми кварцитами, образовавшимися из эффузивных порфиров, и в отдельных случаях макроскопически совершенно не различимы. Вглубь осадочного поля андалузитовые роговики переходят в нормальные для окрестностей Коунрада серые ороговикоподобные песчаники.

Тектонические элементы всего комплекса гипогенно-измененных пород чрезвычайно несложны. Здесь мы могли отметить только лишь следы прихотливой лавовой полосчатости, согласной с простираем осадочных пород, сложную систему трещин отдельности, несколько не больших по размеру (2—3 м) разломов в северо-восточной части месторождения, кое-где интенсивную трещиноватость, как, например, в Железной сопке и в 14-м планшете, и, наконец, общую густую трещиноватость, залеченную кварцем в измененных гранодиорит-порфирах. Таковы тектонические элементы вторичных кварцитов и всего массива.

Имеют ли они большое значение в формировании рельефа массива? На его рельефе отразились петрографические особенности гранодиорит-порфиров: густая жилковатость, мягкость, пористость и, наконец, штокообразная форма интрузивного тела. Они обусловили образование котлообразной ложбины, в которой залегает теперь рудное тело.

f) Супергенно-измененные (зона развития каолина и опала) породы локализованы только по периферии массива в направлении течения поверхностных и грунтовых вод. Они являются продуктом вековой поверхностной переработки пород слабыми сернокислыми растворами, сбегаящими со всех бортов сульфидоносной котловины и направляющимися по двум главным руслам: Восточному и Юго-западному логам в равнину, окружающую Коунрад. Поверхностным изменением затронуты в указанных логах не только гранитоиды, но также и гипогенно-измененные породы, особенно вторичные кварциты из гранодиорит-порфиров, как занимающие пониженные участки массива.

g) Новейшие отложения, наиболее интересной частью которых является так называемые „древне-балхашские“ галечники, локализованы по периферии массива. Более широко развиты современные наносы; они представляют собой щебенчатые глины, суглинки и мелкоземы. Маломощный покров их маскирует коренные породы подножия; последние разведаны шурфами, и потому на геологической карте наносы во многих местах не показаны.

Галечники целой группой плоских увалистых холмов окружают западную, юго-западную и южную часть массива. Они залегают непосредственно у кварцитов на гранитах или среди наносов и представляют разрушенные выветриванием дезагрегированные конгломераты с галькой вторичных кварцитов Коунрада. Плоский столовый рельеф этих холмов резко отличается от всего остального кварцитового рельефа. Общая увалистая форма их и плоские долины между ними — все это очень напоминает валы гальки, опоясывающие берега соседнего Балхаша. Совершенно естественно было на первых порах исследования Коунрада отнести образование этих галечников к береговой деятельности озера. Но более глубокое изучение соседних районов (Д. И. Яковлевым) с широко развитым галечником и находками фауны заставляет нас отнести означенные галечники к деятельности более крупного водного бассейна, нежели Балхаш, а следовательно, к более раннему времени и не позже третичного.

Необходимо еще отметить, что по периферии массива, особенно в его Восточном и Юго-западном логах, наблюдается сильная заохрещенность пород. Она приурочена к местам наибольшей трещиноватости и при внимательном исследовании интерпретируется как продукт осаждения в трещинах и порах лимонита, мигрировавшего сюда с более высоких горизонтов в форме коллоидальных растворов.

В заключение вводной части я хотел бы подчеркнуть, что данная работа, освещающая геологию, петрологию и минералогию массива Коунрад, мало касается собственно медных руд. Специальное описание и все вопросы гипогенной и супергенной рудной минералогии составляют предмет работы геолога И. А. Тараяна. Указанными вопросами на Коунраде специально занимались также Я. Д. Готман и А. А. Глаголев, солидный труд которых выйдет в свет, очевидно, в самом ближайшем времени.

БИБЛИОТЕКА
Геологический институт
Арм. ССР, АН

II. ОЧЕРК СОВРЕМЕННЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О МЕСТОРОЖДЕНИИ КОУНРАД

Большая часть современных представлений о геологическом строении массива Коунрад и происхождении его медных руд базируется на весьма поверхностном изучении этого месторождения.

Предлагаемая работа, фактический материал которой подкреплен целым рядом разнообразных геологических документов, дает основание для выработки более близких к истине представлений о месторождении Коунрад.

2418
2498
Данный очерк содержит лишь перечень современных взглядов о Коунраде и изложение их сущности. Здесь не затрагивается история открытия и общего изучения месторождения.

К настоящему моменту в литературе оформились четыре гипотезы геологического строения и генезиса руд Коунрада: 1) гипотеза М. П. Русакова; 2) гипотеза В. А. Обатурова; 3) гипотеза Ечеистова-Гартвана и 4) гипотеза Наковника-Машковцева.

1. Гипотеза М. П. Русакова, известная под названием гипотезы кольцевых даек, зародилась еще в 1930 г. (22, стр. 15) в виде предположения о том, что вторичные кварциты хребтовой части Северного Коунрада, „резко отраженные в избирательном характере эрозии“, являются окварцованными фельзитами, пересекающими северную окраину гранодиорит-порфиров. В настоящее время это предположение приняло форму оригинальной теории кольцевых даек (25, стр. 49, 50), заключающейся в следующем. Гранодиорит-порфиры, названные М. П. Русаковым „монцит-порфирами“, являются породами интрузивного штока, внедрившегося под кровлю из палеозойских песчанико-сланцев в граниты Бектау-атинского батолита. При застывании „монцит-порфирового“ штока, в его апикальной части образовались, вследствие оседания массы, конические, опрокинутые вершинами вниз, зоны слабостей и разрывов. По ним инфицировала остаточная, богатая SiO_2 магма, застывшая в виде фельзитов. В дальнейшем из глубины поступали кремнекислые растворы, которые распространились по периферии фельзитовой дайки и, главным образом, с внутренней стороны в своеобразном жерле „псевдовулкана“. Эти растворы произвели общее окварцевание пород как самого интрузивного штока с фельзитовой дайкой, так

и его кровли, т. е. песчанико-сланцев. С кремнекислыми растворами связано и образование руд. В этом процессе М. П. Русаков различает три последовательные фазы: 1) фаза высокотемпературная — образования корундовых жилок, MoS_2 и богатых пиритом участков; 2) фаза общей импреньяции пород пиритом; 3) фаза импреньяции халькопиритом.

Автор говорит, что „кровля монцонит-порфирового штока должна была играть роль своеобразного экрана, далее которого уже не проникли металлизированные медью растворы в конце постмагматического процесса“ (25, стр. 51). Процессы вторичного сульфидного обогащения способствовали концентрации супергенной меди внутри кольцевой дайки, „где не происходило растекания нисходящих, обогащенных медью, растворов в стороны, благодаря наличию своеобразной воронки из плотных малопроницаемых для растворов фельзитов“. Аналогично Северному Коунраду М. П. Русаков усматривает наличие кольцевой дайки и на Южном Коунраде, схожем по своему общему строению с первым. В данной гипотезе не указан источник пиритового железа, а также глинозема в корунде в жилках, отмеченных М. П. Русаковым. Такова в общих чертах сущность гипотезы кольцевых даек.

2. Гипотеза В. А. Обатурова, или теория фельзитовой апикальной части „монцонит-порфиров“, появилась в 1931 г. (16). В ее основе лежит представление о том, что „все гребни, сложенные плотными кварцеватыми фельзитоподобными породами, являются сохранившимися от размыва участками периферической верхней части штока монцонит-порфира, интрузия которого была, очевидно, гипабиссальной и потому должна была иметь вверху оторочку более плотных фельзитоподобных пород“. Таким образом, по В. А. Обатурову, фельзиты не являются источником и носителем оруденения: они представляют собой краевую фельзитовую часть верхушки штока и скрывают под своими плотными массами медные руды.

3. Гипотеза Ечевистова-Гартвана была высказана авторами в 1932 г. и заключается в следующем: после мощной батолитической интрузии гранитов по ее разломам последовали внедрения остатков гранитной магмы, создавших лакколитообразную залежь бескварцевых „монцонит-порфиров“. После этого в затвердевший лакколит внедрились остатки магмы, богатые SiO_2 , кристаллизовавшиеся внутри в виде кварцевых монцонит-порфиров. В дальнейшем, по спаяу двух последних интрузий проникли гидротермальные растворы, обогащенные SiO_2 и эманациями S, B и OH, превратившие зону контакта в роговиково-афанитовые кварцевые породы с пиритом и турмалином. Еще позже кремнекислые растворы осадил по сложной системе трещин Cu в виде халькопирита. Роговико-кварцевый контакт, вследствие сопротивления выветриванию, оказался в процессе эрозии возвышающимся над оруденными монцонит-порфирами в виде кольцевой гряды сопок.

4. Гипотеза Наковника-Машковцева была высказана в 1933 г. и опубликована в 1934 г. Оба автора одновременно (11 и 8) и независимо друг от друга (первый на основании микроскопической проработки шлифового материала, а второй путем полевого исследования) пришли к следующему заключению:

1) так наз. кварцитизированные интрузивные фельзиты не только не идут конусообразно вглубь монцонит-порфирового штока, а, наоборот, прикрывают его, являясь той оболочкой, в которую интродировал этот шток;

2) кварцитизированные фельзиты являются кислыми лавами, обогащенными кварцем, серицитом и андалузитом в контакте с монцонит-порфирами; они представляют собой породы интродированные-пассивные, а не интродировавшие-активные.

В совместной с Машковцевым гипотезе мною подчеркнута, что окварцевание пород произошло не за счет привноса SiO_2 гидротермальными растворами, а вследствие освобождения излишней SiO_2 , при серицитизации полевых шпатов, обработанных этими растворами. Далее я высказал мнение, что источником железа для образования пирита вторичных кварцитов являются не гидротермы, а темноцветные минералы и магнетит (11), освобождающие Fe, при общем изменении породы.

По нашим представлениям котлообразное строение массива обязано было вершине „монцонит-порфирового“ штока, разбитой густой сетью трещин, и трещиноватому куполу его оболочки из эффузивных порфиров. Эти части в процессе денудации оказались наиболее податливыми и размываемыми частями, а потому рудное поле оказалось в наиболее пониженном горизонте массива, в „продырявленном“ эрозией куполе эффузивно-осадочных пород.

Таковы вкратце современные представления о геологическом строении месторождения Коунрад.

Наибольшей популярностью пользовалась до сих пор, в силу своего первенства и авторитетности, гипотеза М. П. Русакова, но в последнее время она поколеблена гипотезой Наковника-Машковцева (публично защитивших свою точку зрения в ЦНИГРИ в 1934 г.).

Излагаемый ниже фактический материал собран мною, с участием инж. И. А. Тараяна, в летний сезон 1934 г. Мною произведена большая углубленная обработка материала в Ленинграде, при ЦНИГРИ, где удалось осветить некоторые чрезвычайно интересные научные детали, которым иногда не придают особого значения.

К этим „деталям“ я отношу рентгенометрическое обнаружение скрытого кварца в серицитовых псевдоморфозах, установление химизма „серицитовых“ слюд, установление оптически-отрицательного каолинита, опала и нонтронитоподобного минерала в супергенно-измененных породах, выявление ореола „контактных“ минералов во вторичных квар-

цитах, открытие в них промышленных концентраций андалузита, установление истинной картины гипсометрического уровня подземных вод и многое другое.

Именно эти детали и послужили источником освещения месторождения в наиболее близком, по сравнению со всеми предыдущими гипотезами, приближении к истине.

Выражаю свою глубокую признательность старшему геологу ЦНИГРИ Н. Г. Кассину, неизменно оказывавшему мне помощь в моей научной работе по вторичным кварцитам.

Консультантам профессорам А. Н. Заварицкому и И. Ф. Григорьеву я много обязан научным оформлением моего труда, так как пользовался их ценными советами и указаниями, за что и приношу им глубокую благодарность.

III. ПОРОДЫ МАССИВА

ВВЕДЕНИЕ

Выше, в общем физико-географическом и геологическом очерке уже была отмечена генетическая последовательность пород, которая принята мною в данной работе. Порядок этот следующий:

А. Породы интродуцированные.

В. Породы интрузии.

С. Вторичные кварциты или породы гипогенно-измененные.

Д. Супергенно-измененные породы (зона развития каолина и опала).

Е. Новейшие отложения.

Последовательность этого ряда точно соблюдена мною в излагаемом ниже описании пород массива.

В оформлении материала по описанию пород принимал участие студент-дипломант Московского Геолого-Разведочного института Н. А. Голощапов. Им произведены определения констант преломления многих минералов вторичных кварцитов, кристаллооптические измерения полевых шпатов и четкие зарисовки под микроскопом минеральных взаимоотношений и структур.

Кроме того, часть кристаллооптических определений была исполнена ассистентом по кафедре петрографии Ленинградского Горного института Б. И. Пийп.

А. ПОРОДЫ ИНТРУДИРОВАННЫЕ

Песчаники и сланцы

Наиболее древними породами на нашем участке, как уже было сказано в общем очерке, можно считать песчаники и сланцы. В пределах массива Коунрад они замечены лишь у северного подножия его, являясь продолжением широкого поля песчаников, развивающихся в западной и северо-западной частях окрестностей месторождения.

Песчаники окаймляют гору Коунрад, соприкасаясь то с полосчатыми вторичными кварцитами, происшедшими из эффузивных порфиров, то с диабазами. К западу песчаники скрыты под мощной толщей наносов, и действительная граница их не установлена. Надо полагать,

что и здесь, как и на севере, песчаники граничат непосредственно с полосчатыми кварцитами или с эффузивным порфирами. На востоке песчаники соприкасаются непосредственно с гранитами, обнаруживая на себе все следы их интрузивного контактового воздействия. У северного подножия массива, между песчаниками и полосчатыми вторичными кварцитами, ближе к западу, залегает большой участок диабазов, сменяющихся ближе к Коунраду альбитофирами; весьма возможно, что песчаники имеют более длинную границу с диабазами и соприкасаются с ними шире к востоку и западу. Выяснить это не удалось из-за маскировки контакта наносами. В части, занятой песчаниками, подножие Коунрада имеет почти равнинный характер. Обнажения коренных пород здесь очень редки и приурочены к слабо выделяющимся над пустынной степью маленьким сопочкам. Элементы залегания песчаников установлены по первичной слоистости вблизи диабазов в двух пунктах. Простираание в обоих пунктах северо-западное— 320° . Падение в западном пункте контакта с диабазами 60° к ЮЗ и в восточном пункте в ту же сторону, но с меньшим углом— 40° . Непосредственно за северной рамкой нашей карты, в 1 км к СВ от диабазового участка, песчаники, при том же простираании на СЗ, падают в обратную сторону: к СВ под углом 40° (см. разр. С-D табл. XXV).

Таким образом у подножия Коунрада намечается антиклинальная складка северо-западного направления с более крутым юго-западным крылом.

Характеристика трещин отдельности песчаников следующая:

- | | |
|--|------------------|
| 1) $300-320^\circ$ падение к СВ $\angle 40-45^\circ$ (главная) | } второстепенные |
| 2) 330 и 290° падение вертикальное | |
| 3) 275° " к С $\angle 40^\circ$ | |
| 4) 240° " СЗ $\angle 50^\circ$ | |

Песчаники описываемого участка макроскопически и микроскопически аналогичны песчаникам общего поля и отнесены мною условно к силуру. Здесь они слагают гипсометрически более высокие точки и представляют несколько отличные от прочих песчаников разновидности. Очень возможно, что изменение литологического характера песчаников на данном участке является не стратиграфическим, а лишь только местным фациальным изменением.

В основном наши разновидности, так же как и в окрестностях, являются ороговикованными кварцевыми песчаниками, но с сильным уклоном в аркозовый тип. Отмечаются две характерные разновидности песчаников: серые зернистые и темнозеленоватые тонкополосчатые алевриты, переходящие в кремнистые сланцы.

Зернистые песчаники обнажены в 80 м от главного диабазового участка и прослежены далее в северо-западном направлении

только у самой рамки планшета на маленькой сопочке. По крупности зерна они варьируют от среднезернистых до грубозернистых, приближаясь к псеффидам.

Слоистость в них не особенно ясная. Макроскопически иногда хорошо заметны стекловатые глазки кварца, что по виду сближает зернистые песчаники с кварцевыми порффирами.

Под микроскопом виден агрегат угловатых, слабо окатанных обломков кварца и серицитизированного щелочного полевого шпата (хорошо видны иногда полисинтетические двойники), а также обломков кварцево-ортоклазового роговика (табл Ia).

Средние размеры их варьируют от 0.2 до 2 мм. При беглом просмотре шлифа кажется, что обломки составляют меньшую часть фона и что цемент преобладает. Но при внимательном исследовании в проходящем свете и опущенном конденсоре в цементе вырисовывается много обломков кварцево-ортоклазового роговика, незаметного при обычных условиях просмотра. Цемент породы — тонкий роговик, состоящий из кварца и ортоклаза. Ортоклаз цемента проверен коноскопически с объективом $1/12$, а также на Федоровском столике на угол $2V$, и знак минерала. $2V$ оказался около $30-40^\circ$. Знак минерала отрицательный. Эти данные, а также ясно розовый дисперсионный эффект с канадским бальзамом и полоска Бекке позволяют считать его ортоклазом. На роговиковом фоне цемента изредка наблюдаются листочки хлорита, оранжевой слюдки, эпидота, циркона и рутила. Подобно кварцу и ортоклазу цемента, все эти минералы являются, очевидно, новообразованиями, возникшими из первичной глинисто-кремнистой массы песчаника при контактовом воздействии гранитов. Обломки кварца часто обнаруживают каемки нарощего на них вторичного кварца, продолжающего рост обломка в массу цемента. Получается, таким образом, регенерация кристаллов, обычная для песчаников при переходе их в кварциты. Граница между обломком и каемкой ясно различима и имеет вид темной грязной полоски (табл. Ia). Наиболее интересным в описываемых песчаниках (обр. 178) является аналогичная картина и для обломков щелочного полевого шпата: они также обрастают каемкой свежего чистого ортоклаза, что хорошо устанавливается под микроскопом по отсутствию в нем двойников, прямоугольной спайности, величине $2V$ и сильному дисперсионному эффекту в стыке с бальзамом. Это явление обрастания щелочного полевого шпата ясно видно в проходящем свете и заключается в том, что его загрязненный серицитом обломок по периферии резко переходит в совершенно чистую массу, граничащую с цементом не резко, а обычно зубчиками и лапчатыми отростками. Создается еще более убедительное, чем в случае с кварцем, впечатление вставания кристалла в цемент. Если возможна регенерация кварца за счет кремнистого цемента, то также возможна и регенерация ортоклаза за счет глини-

стого вещества, обогащенного первоначально калием или, вторично, путем привноса с растворами из интрузирующей гранитной магмы.

Следует отметить еще одну интересную особенность в структуре роговикового цемента и каемок. Иногда в каемке, наростшей на обломках щелочного полевого шпата, наблюдается параллельно графическое прорастание ортоклазового вещества кварцем, напоминающее пегматитовое прорастание при эвтектике ортоклаза и кварца. Эти же образования замечены и в цементе, без приуроченности к обломку. Они имеют такой же определенный контур, как и обломки роговика, разбросанные в цементе.

Надо полагать, что мы имеем здесь случай „эвтектической“ ортоклазово-кварцевой кристаллизации, глинисто-кремнистой массы цемента песчаника при метаморфическом процессе. Подобные явления описаны Седергольмом для метаморфических пород. Обломки же роговика, имеющиеся в цементе на ряду с обломками кварца и ортоклаза, представляли собою прежде, очевидно, какие-нибудь яшмы, перешедшие при метаморфизме в кварцево-ортоклазовый роговик.

Темнозеленоватые тонкополосчатые кремнистые песчаники (табл. IIa). Хорошо выраженная слоистая полосчатость позволяет точно определить элементы залегания песчаников. Простираание их 320° , падение к ЮЗ $\angle 40^\circ$. Порода макроскопически плотная, с раковистым изломом и определяется на глаз как кремнистый сланец или полосчатый роговик. Прослойки тонкие в 1—2 мм и редко в 0.5 мм.

Под микроскопом порода представляет собой агрегат обломков кварца, альбита и ортоклаза (средних размеров 0.1—0.001 мм) в тонкороговиковом кварцево-альбитовом цементе, пестрящем пятнистыми скоплениями зеленого биотита и актинолита. Кроме того, в цементе наблюдаются еще эпидот, кварц и рудный минерал. Обломки ориентированы по полосчатости. Полосчатость обусловлена послойным чередованием обломочного материала и роговикового кварцево-альбитового цемента.

Порода первоначально представляла, очевидно, алевритопелитовую глинистую массу, перешедшую в кварцево-альбито-биотито-актинолитовый роговик или адиноловый роговик вследствие контактового воздействия диабазовой магмы. Подобные роговики исследованы Мюгго в Гарце и Шенком в верховьях Рура, в аналогичной обстановке.

Преобразование глинистой массы происходит, при относительно низкой температуре, под влиянием богатых натром паров и продуктов отщепления диабазовой магмы, перемещающихся в боковые вмещающие породы в виде паров и горячих растворов. „Глиноземисто-кремнеземистые гели, так же как и богатые глиноземом содержащие воду силикаты, обнаруживают способность воспринимать щелочи: они действуют в качестве абсорбирующих материалов“ (Грубенман и Ниггли).

Контакт с гранитами

Помимо описанных ороговикованных песчаников темного цвета у границы с гранитами развиты сильно метаморфизованные светлые с плохо сохранившейся полосчатостью аркозовые песчаники, определяемые макроскопически как вторичные кварциты. Они не отличимы в большинстве случаев ни в поле, ни под микроскопом (при поверхностном обследовании) от полосчатых вторичных кварцитов, происшедших из эффузивных порфиров. Только длительное изучение в поле переходов в свежие породы, а также детальное исследование под микроскопом всего материала дали возможность расчленить вторичные кварциты по исходным породам и наметить некоторые признаки, позволяющие отличить продукты крайнего контактового метаморфизма песчаников от продуктов этого же метаморфизма эффузивных порфиров. Изменение песчаников, по мере приближения к гранитам и гранодиоритам, изучено мною подробно на ряде переходных образцов. Так, например, в северо-восточном углу планшета мы встречаем еще макроскопически хорошо определяемые серые полосчатые ороговикованные песчаники (№ 90) с биотитовой слюдкой. Двигаясь на ЮВ к узкой вытянутой меридиональной сопочке, мы встречаем уже осветленные зернистые породы с неясной полосчатостью и чешуйками мусковита (№№ 91, 92, 93 и 120). Под микроскопом они представляют собой средне- или мелкозернистый агрегат кварца, мусковита, ортоклаза, андалузита и редких зерен циркона. Структура агрегата гранобластическая, отчасти пойкилобластическая. Ортоклаз загрязнен продуктами разложения и кажется темно-коричневым, почти черным; он цементирует кварц или врастает в него пойкилитовыми вростками. Хорошо заметно развитие мусковита на фоне ортоклаза; при этом ясно видны обрывки разъединенного ортоклаза (табл. Ib). Андалузит приурочен исключительно к мусковиту и развивается на его фоне, производя впечатление образования за счет массы слюды. Ближе к контакту с гранитами ортоклаз совершенно исчезает, и вместо него в роговике формируется андалузит и мусковит. Здесь же наблюдается наибольшая крупность всех зерен роговика, особенно кварца. На узкой вытянутой меридиональной сопочке в 4-м планшете удалось найти непосредственный контакт гранитов с песчаниками. Большой шлиф из этого спая обнаруживает под микроскопом следующее. Полосчатый кварцево-мусковито-андалузитовый роговик (№ 122) пятнисто-бластической структуры довольно резко переходит в гранобластический среднезернистый агрегат кварца и ортоклаза, который далее изменяется в крупнокристаллический аплитовый гранит, состоящий из кварца и свежего пертитового ортоклаза (№ 124), иногда в пегматитовом прорастании с ним.

Таким образом наблюдается приведенная в табл. 1 зональность изменения аркозовых песчаников по мере приближения к гранитам.

Таблица 1

Зона, удаленная от контакта	Средняя зона	Контакт
Серый ороговикованный песчаник	Светлый среднезернистый роговик	Белый крупнозернистый роговик— „вторичный кварцит“
Агрегат кварца ортоклаза и темноцветных минералов	Агрегат кварца, ортоклаза, мусковита	Агрегат кварца, мусковита, андалузита
Цемент ясно отличим от обломков	Зерна цемента и обломков сближены по размерам	Одинаковые размеры зерен цемента и обломков
Ясная полосчатость	Неясная полосчатость	Полосчатость отсутствует

Определить в цифрах величину указанных зон затруднительно за отсутствием специальных исследований в этой области. Подобное исследование осложняется тем, что неровная поверхность гранитной интрузии, залегающей под песчаниками, то приближаясь вверх, то отдаляясь вглубь, часто нарушает нормальный ход зональности отдельными местными отклонениями; эта неровная поверхность производит впечатление пятнистости в распределении белых кварцево-мусковито-андалузитовых роговиков на общем фоне серых и осветленных ороговикованных песчаников. Картирование в поле этих пятен, при неясности в то же время генезиса слагающих их пород, а также по причине сложности переходов, отсутствия хороших обнажений и сходства с вторичными кварцитами из эффузивных порфиров, не могло быть выполнено полностью. Указанный в северо-восточном углу между планшетами 3-м и 4-м участок „вторичных кварцитов“, происшедших из аркозовых песчаников, не является в действительности единственным участком в массиве Коунрад; „вторичные кварциты“ имеются вблизи гранитов и далее к западу вплоть до дороги на Караганду и даже местами за дорогой.

Указанная в таблице зональность, к сожалению, не может быть охарактеризована химическими анализами. О происходящих по зонам химических изменениях в составе пород мы можем судить лишь по минералогическому составу. Его изменение, по мере приближения к контакту, указывает на увеличение в породе содержания SiO_2 и уменьшение или даже полный вынос CaO , MgO и Na_2O . Содержание Al_2O_3 , TiO_2 и K_2O остается, по видимому, без изменения. H_2O первоначально увеличивается, у контакта же уменьшается. Вопрос о поведении Fe_2O_3 и FeO неясен. Обнаруженные мною образцы очень пористых кварцево-мусковитовых роговиков позволяют полагать, что параллельно удалению щелочных земель и Na_2O идет увеличение пористости породы.

В образовании всего этого комплекса ороговикованных при контактовом метаморфизме пород, можно предположить следующий ход

процесса. Первоначальное температурное воздействие интродуцировавшей гранитной магмы вызвало раскристаллизацию аморфного глинистого цемента и образование кварцево-ортоклазового роговика, весьма возможно, с частичным привнесом SiO_2 и K_2O из магмы. Подобные роговики и образование ортоклаза в них описаны Мишель-Леви и Лакруа для глинистых сланцев в контакте с гранитами, в Пиренеях и в Бретани.

В дальнейшем, в пнеуматолитически-гидротермальную стадию застывания гранитов, роговики подверглись переработке эманациями и растворами с выносом из породы Na_2O и щелочных земель; в этой стадии произошло образование мусковита и андалузита за счет полевошпатовой массы роговиков.

Таким образом, при контактовом воздействии гранитов на аркозовых песчаниках, имеем (что будет ясно видно из последующего изложения) образование таких же конечных продуктов метаморфизма, как и из эффузивных порфиров в контакте их с гранодиорит-порфирами. И там и здесь внешний облик и микроскопический характер этих продуктов совершенно тождествен за следующими исключениями:

1) как правило, все минералы „вторичных кварцитов“ из аркозовых песчаников обладают более крупными размерами по сравнению с „вторичными кварцитами“ из эффузивных порфиров;

2) в первых отсутствует корунд и диаспор, а также (вероятно) пирит, тогда как во вторых эти минералы встречаются весьма часто, а последний — постоянно.

Эти правила следует применять с большою осмотрительностью вследствие недостаточного изучения материала. Выработка более твердых и определенных признаков для установления по „вторичным кварцитам“, образовавшимся из интродуцированной толщи, первичных исходных пород — дело специального исследования.

Весьма возможно, что полосчатые и зернистые „вторичные кварциты“ юго-восточного хребта Южного Коунрада во многих участках окажутся при таком исследовании роговиками, происшедшими из аркозовых песчаников.

Диабазы и диабазовые порфириты

Диабазы в пределах массива Коунрад проявлены у северного подножия его и залегают между ороговикованными аркозовыми песчаниками и сланцами, с одной стороны, и эффузивными порфирами и полосчатыми вторичными кварцитами — с другой. Диабазы главного участка образуют здесь две сопочки, резко выделяющиеся на общем светлом фоне вторичных кварцитов своим черным цветом. Коренные выходы их встречены еще к СЗ у самой рамки планшета в шурфе № 4, а также прослежены к ЮЗ от главного участка в 400—500 м и по скважине № 155

на глубине 70—80 м под полосчатыми вторичными кварцитами. В последнем пункте они являются сильно гидротермально-измененными вследствие контакта с гранодиорит-порфирами. В пределах главного поля диабазов, показанного на карте треугольником, наблюдается следующее распределение пород. В контакте с эффузивными порфирами и кварцитами залегают черные зернистые диабазы, переходящие в миндалевидные диабазовые порфириты темнозеленоватого цвета. У спая с песчаниками развиты туфо-брекчии диабазовых порфиритов с заметной иногда полосчатостью, ориентированной в направлении простиравания песчаников, т. е. на СЗ.

К З и В от главного участка диабазов граница их с песчаниками скрыта под наносами. Очень возможно, что диабазы вдоль этой границы развиваются гораздо шире, на что указывают упомянутые выше выходы.

Все отмеченные пункты проявления диабазов укладываются по линии северо-западного направления. Это направление не является случайным: оно представляет собой направление простиравания описанных выше аркозовых песчаников силура. Характерно, что в пределах самого поля песчаников диабазы не встречаются.

Из изложенного следует, что диабазы как бы окаймляют поле песчаников на стыке их с эффузивными порфирами и полосчатыми вторичными кварцитами.

Выше (стр. 13) мы различили три разновидности пород диабазового участка: диабазы, диабазовые порфириты и их туфо-брекчии.

Диабаз (№ 174) обладает макроскопически черным цветом с слегка зеленоватым оттенком и яснозернистой структурой. Под микроскопом виден полнокристаллический агрегат плагиоклаза и моноклинного пироксена с заметным количеством рудного минерала и вторичных минералов: амфибола, зеленоватой слюдки, эпидота. Кроме того, в незначительном количестве встречается апатит и вторичный роговиковый кварц. Количественное (объемное) содержание главных компонентов в породе следующее: плагиоклаза 41%, темноцветных 56.7% и рудного 2.2%. Плагиоклаз резко идиоморфен по отношению к пироксену, при равенстве размеров обоих минералов (0.5 мм—1 мм). Структура агрегата — типичная диабазовая (табл. IIb).

Плагиоклаз имеет форму длинных (0.1×1 мм) прозрачных лейт с слабо выраженной зональностью. Полисинтетическое двойникование проявлено четко.

Данные измерения плагиоклаза следующие:

1) Карлсбадский двойник $BN_g = 61^\circ$, $BN_m = 75^\circ$, $BN_p = 34^\circ$, $2V = -86^\circ$; отвечает 68% Ап.

2) Альбитовый двойник $BN_g = 33^\circ$, $BN_m = 64^\circ$, $BN_p = 71^\circ$, $2V = +87^\circ$; отвечает 63% Ап.

3) Максимальный угол погасания в сечении $\perp [100] = 33 - 36^\circ$, что соответствует 61—67% Ап.

Таким образом наш плагиоклаз относится к лабрадор-битовниту.

Пироксен значительно замещен амфиболом и сохранился лишь в центральной части зерна в виде ядра. В проходящем свете бесцветен. Кристаллооптические свойства его следующие: $N_g \wedge c = 42^\circ$; $2V = +43^\circ$; $N_g - N_p = 0.024$.

По этим данным пироксен близок к группе энстатит-авгита.

Амфибол замещает пироксен с периферии, образуя в нем изоморфные концевые грани. Зональность строения амфибола выражена плеохроичной окраской и дупреломлением. Иногда эта зональность пятнистая.

Кристаллооптическая характеристика минерала следующая:

$$N_g \wedge c = 20^\circ,$$

$$N_g - N_p = 0.019 \text{ (в контакте с пироксеном),}$$

$$N_g - N_p = 0.011 \text{ (в промежуточной зоне),}$$

$$N_g - N_p = 0.009 \text{ (во внешней оболочке).}$$

Плеохроизм по N_g — зеленый с синеватым оттенком,

” ” N_m — зеленый с желтоватым оттенком,

” ” N_p — желтоватый.

Амфибол относится, очевидно, к обыкновенной роговой обманке. Отнести его к уралиту нет оснований вследствие различной оптической ориентировки с замещаемым пироксеном.

Упомянутая выше вторичная зеленая слюда биотитового порядка представляет собой скопления тончайших чешуек в промежутках между плагиоклазом, а также в их трещинах и в самой плагиоклазовой массе. С этой слюдкой обычно ассоциируются эпидот и апатит.

Кварц встречается очень редко, притом лишь в виде незаметных скоплений тонкороговиковых зерен. Как кварц, так и слюдка являются, очевидно, продуктом гидротермального изменения плагиоклазов; такая же слюдка и кварц, но более крупных размеров, встречаются в обилии в измененных диабазах скв. 155 в контакте с гранодиорит-порфирами.

Химический анализ и магматическую формулу диабаза см. в табл. 2.

Коэффициенты формулы первой на соответствующей диаграмме ложатся у точки 2, что отвечает составу среднего габбро. $a = 7$, $b = 10$, $c = 25$, $s = 58$ и $Q = -5$. При почти полном сходстве коэффициентов b и c мы имеем некоторое расхождение a , s и Q . Повышенное значение s и Q объясняется, очевидно, наличием вторичного кварца, а пониженное a — удалением Na_2O , при гидротермальном изменении породы. Коэффициенты и символы второй формулы приводят нас также к основной щелочно-земельной магме и в таблице пород указывают диабаз. Здесь мы имеем в сравнении с нашим диабазом большое значение $R_2O:RO$, что опять-таки отмечает первичное ненормально низкое содержание щелочей или указывает на частичный вынос их при последующих процессах.

Таблица 2

Состав	Весовые %	Молекул. эквивалент
SiO ₂	50.64	844
TiO ₂	1.23	15
Al ₂ O ₃	17.61	173
Fe ₂ O ₃	4.53	28
FeO	5.59	78
MnO	0.24	3
MgO	6.61	165
CaO	10.14	181
K ₂ O	0.37	4
Na ₂ O	2.03	32
Гигр. вода	0.28	Истинн. уд. вес 2.9
Потери при прокал.	0.63	Объемн. уд. вес. . . . 2.89
S	0.02	Пористость 0.34%
Сумма	99.93	

Магматическая формула Заварицкого

$$A = 72 \qquad a = 5.1$$

$$C = 137 \qquad c = 9.7$$

$$B = 348 \qquad b = 24.5$$

$$S = 859 \qquad s = 60.7$$

$$\Sigma = 1416 \qquad \Sigma = 100\%$$

$$Q = +1.5$$

Магматическая формула Левинсон-Лессинга

$$R_2O_3 = 201$$

$$RO = 427$$

$$R_2O = 36$$

$$SiO_2 = 844$$

$$\left. \begin{array}{l} R_2O_3 = 201 \\ RO = 427 \\ R_2O = 36 \\ SiO_2 = 844 \end{array} \right\} \overline{RO} = 463$$

$$\frac{463 \overline{RO} \cdot 201 R_2O_3 \cdot 844 SiO_2}{\text{или}} \\ \frac{2.3 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 4.4 SiO_2}{\alpha = 1.6 \text{ и } RO_2 : RO = 1 : 16}$$

Описанная порода на основании всего изложенного выше относится к диабазу.

Диабазовый порфирит (миндалевидный) макроскопически зеленовато-серого цвета тонкозернистого, почти афанитового сложения с черными и светлозелеными полосчато-ориентированными миндалинами.

Под микроскопом порода представляет собой агрегат существенно из плагиоклаза, большого количества вторичных, главным образом темноцветных, минералов и рудного минерала и, надо полагать, магнетита (около 5%). Структура агрегата диабазовая с приближением к андезитовой и некоторой тенденцией к полосчатости. В базисе наблюдаются

крупные (до 2 мм) порфиroidные выделения сильно замещенного вторичными продуктами плагиоклаза того же порядка, что и плагиоклаз основной массы.

Миндалевидные образования состоят из кварца, хлорита, эпидота и амфибола, причем кварц располагается то по периферии, то в центральной части. Агрегат, выполняющий миндалины, роговиковой структуры с резко идиоморфными зернами темноцветных минералов, особенно амфибола по отношению к кварцу. Миндалины представляют собой обычные в изливающихся основных магмах газовые пузыри, заполненные впоследствии вторичными продуктами.

Плагиоклаз основной массы породы мутный и обильно пронизан чешуйками биотита, иголочками амфибола и зернами эпидота. Двойниковая полосчатость с неясно выраженными двойниковыми швами. В стыке с канадским бальзамом плагиоклаз дает ясный розовый дисперсионный эффект, что определяет его как альбит.

Вторичные минералы: биотит, амфибол (актинолит), хлорит, эпидот и частично рудный минерал — образуют пятнистые скопления, приуроченные, несомненно, к бывшим в породе первичным фемическим минералам.

Порода, очевидно, представляла прежде диабазовый порфирит, по впоследствии подверглась гидротермальному изменению с превращением основных плагиоклазов в альбит и с образованием хлорита, эпидота, амфибола и биотита.

Туфо-брекчии диабазовых порфиритов (№ 176) представляют макроскопически темносерую афанитовую породу, иногда полосчатую, с ясно различимыми миндалинами и кремневыми обломками, а также обломками кварца.

Под микроскопом виден микро- и криптозернистый, в основном кристаллобластический и такситовый агрегат, состоящий из идиоморфных лейст плагиоклаза и ксеноморфных: биотита, хлорита, эпидота, неопределимого изометричного слабодвупреломляющего минерала, рудного минерала и кварца. Неопределимый изометричный минерал, надо полагать, является поперечными сечениями того же плагиоклаза. Ориентировка плагиоклаза в массе породы напоминает диабазовую структуру.

Такситовая структура породы заключается в наличии угловатых включений кусков породы диабазового характера, кремня, а также обломков полевого шпата, кварца и миндалин состава, описанного в предыдущем случае.

Все это, а также близкий контакт с песчаниками, говорит за то, что данная порода является образованием экструзивным, состоящим частично из обломков песчаника, частично же из обломков диабаза, зацементированных диабазовой же магмой. Описанную породу можно определить как метаморфизованную агломерат-туфовую лаву диабазового порфирита.

Контакт диабазов с гранодиорит-порфирами

В контакте с породами интрузии диабазы образуют продукты изменения, сильно обогащенные биотитом, кварцем и пиритом. Они встречены лишь в скв. 155 поблизости с породами интрузии: гранодиоритами и их порфировыми разностями.

Макроскопически эти породы преобладающе темного цвета, но встречаются серые и светлые — все с зеленоватым оттенком и с видимым пиритом.

Под микроскопом порода в основном представляет собой офитово-трахитоидный, аналогичный диабазовому порфириту, агрегат лейст плагиоклаза, проросшего зеленовато-оранжевой биотитовой слюдкой; в состав агрегата также входят: яркозеленый хлорит, магнетит, пирит, кварц, кальцит, цеолит и два изотропных вещества: одно, преломляющее ниже, другое — выше канадского бальзама. Изредка встречается гипс.

Все перечисленные выше минералы, кроме плагиоклаза, являются, безусловно, вторичными. Порода пронизана мелкими жилками, выполненными роговиковым агрегатом вторичных минералов.

Плагиоклаз является первичным минералом породы, и, судя по его преломлению, относится к андезину.

Биотит развит на фоне плагиоклаза, вьедаясь в его массу чешуйками. Окраска биотита: по N_g — зеленовато-оранжевый, по N_p — слабозелтоватый. В изотропном сечении обнаруживает в коноскопе одноосный крест с отрицательным знаком. Максимальная интерференционная окраска синяя 3-го порядка.

Хлорит тесно связан с биотитом, образуя вместе с ним параллельно ориентированные пластинки. Удлинение его отрицательное. Хлорит одноосен, знак минерала отрицательный. Двупреломление низкое.

Цеолит встречается в жилках и ассоциируется с кальцитом. Образует вытянутые пластиночки, преломляющие ниже бальзама. В почти изотропном сечении в коноскопе дает выход острой отрицательной биссектрисы; $2V$ около 30° . Погасание относительно параллельной спайности в сечении N_m прямое. Двупреломление около 0.010—0.011. Удлинение отрицательное. Ближе всего подходит к стеллериту из группы томсонита ($CaAl \cdot Si_7O_{18} \cdot 7H_2O$).

Изотропное вещество, преломляющее ниже канадского бальзама, ассоциируется вместе с биотитом и кальцитом. Окрашено подобно биотиту в зеленовато-оранжевый цвет. При рассмотрении с сильным объективом и линзой Лазо вещество распадается на агрегат двупреломляющих тонкодисперсных зерен. Иногда окраска вещества исчезает, и оно становится совершенно чистым. Данное вещество относится, очевидно, к группе каолинитов, возможно, к аллофану.

Изотропное вещество, преломляющее выше канадского бальзама, окрашено всегда в слабозеленоватый оттенок. При рассмо-

трении с сильным объективом и линзой Лазо вещество распадается на агрегат мельчайших двупреломляющих пластинок. В некоторых случаях изотропное вещество определяется как агрегат тонкодисперсных чешуек отрицательного удлинения, относящихся, очевидно, к хлориту.

Описанная порода представляет собою метаморфизованный в контакте с интрузией гранодиорит-порфиров диабазовый порфирит. Химический анализ породы дал следующий состав, приводящийся рядом с анализом неизмененного диабазы, описанного выше (табл. 3).

Таблица 3

Состав	Неизмененный диабаз с главного участка (обр. № 174)	Измененный диабазовый порфирит из скв. 155 глуб. 120 м
SiO ₂	50.64	53.66
TiO ₂	1.23	1.13
Al ₂ O ₃	17.61	17.84
Fe ₂ O ₃	4.53	6.40
FeO	5.59	3.89
MnO	0.24	0.06
MgO	6.61	5.03
CaO	10.14	1.24
K ₂ O	0.37	2.25
Na ₂ O	2.03	1.41
Cu	0.01	0.10
Гигр. вода	0.28	—
H ₂ O (прокаливан.)	0.63	1.37
S	0.02	4.10
Сумма	99.93	98.48

Пористость первой породы 0.34%, второй — 2.93%. Пористость породы увеличена почти в 10 раз. Анализы выполнены в лаборатории Ленинградского горного института Д. Р. Еникеевым и В. Н. Никифоровым.

Таким образом мы видим, что изменения в породе свелись к следующему: выносу CaO, Na₂O, MnO и привносу K₂O, OH, серы и Cu. Прочие окислы или постоянны или изменены незначительно.

Это изменение диабазы в контакте с гранодиорит-порфирами почти аналогично изменению в контакте с ними эффузивных порфиров, которое будет описано ниже. Там мы имеем серицитизацию полевошпатовой массы с выносом Na₂O, CaO, MgO и MnO, здесь же мы наблюдаем биотитизацию с выносом тех же окислов за исключением MgO, пере-

шедшего в биотит. В обоих случаях обнаруживается воздействие рас-творов интродуцировавшей магмы.

Происхождение диабазов и их взаимоотношения с окружающими породами

Переходя теперь к вопросу о происхождении диабазов и их взаимоотношениях с окружающими породами, необходимо добавить, что непосредственного контакта диабазов с эффузивными порфирами не обнаружено.

В одном из шлифов полосчатых вторичных кварцитов (табл. Iс), происшедших из эффузивных порфиров, замечен обломок окварцованной породы с диабазовой структурой. Этот факт, совместно с явлением залегания диабазов между песчаниками и порфирами в западной части северного подножия, указывает на то, что диабазы являются более древним образованием, нежели порфиры. Встречаемость же измененных диабазов под вторичными кварцитами, происшедшими из эффузивных порфиров (скв. 155) в восточной части массива, подтверждает прикрытие порфировым покровом диабазов.

Наличие в контакте с песчаниками горизонта полосчатых туфо-брекчиевых диабазов, включающих обломки кремня и кварца, согласное направление простирания песчаников и туфов, переход последних в диабазы, наличие следов газовых пустот, изменение песчаников в адинолы—все это приводит к следующему заключению о происхождении описанных диабазовых пород.

Диабазы, диабазовые порфириты и их туфо-брекчии образовались после песчаников и представляют по всем признакам излившуюся на их поверхности основную лаву, образовавшую первоначально горизонт туфо-брекчии.

Вместе с песчаниками и эффузивными порфирами диабазы составляют одну толщу пород, интродуцированных гранитовой магмой. Контактное воздействие ее на все эти породы, в том числе и на диабазы, выражено отчетливо.

Эффузивные порфиры (кварцевые альбитофиры)

Эффузивные порфиры — самый верхний горизонт интродуцированной толщи пород.

Неизменные или мало измененные разности их реально не были известны на Коунраде вплоть до 1934 г. Наблюдавшиеся в 1933 г. С. Ф. Машковцевым эффузивные порфиры у подножия северного склова горы оказались, по свидетельству самого наблюдателя, серицитизированными и окварцованными; следовательно, они не могли претендовать вполне на наименование „эффузивных разностей крайне кислой магмы“, которое дал им автор (8, стр. 23).

Лишь в 1934 г. при всестороннем изучении месторождения мною был обнаружен у северного подножия массива Коунрад небольшой участок слабо измененных эффузивных порфиров, смыкающихся с общей толщей вторичных кварцитов и мало отличимых от них в поле. Одновременно с этим И. А. Тараян отметил под микроскопом в образцах вторичных кварцитов по съемке прежних лет ряд шлифов с ясными вкрапленниками свежего плагиоклаза в роговиковом базисе. Дальнейшее исследование этих шлифов показало, что базис породы является местами хорошо распознаваемым кварцево-альбитовым микрофельзитом. Открытие этих мало измененных эффузивных порфиров непосредственно в самом массиве и установление их постепенного перехода в полосчатые вторичные кварциты кольцевой гряды сопок, по М. П. Русакову, в „кварцитизированные фельзиты кольцевой дайки“ являлось чрезвычайно важным обстоятельством для окончательного разъяснения, в основном, генезиса месторождения и закрепления предложенной мною схемы геологического строения массива Коунрад.

Эффузивные порфиры залегают в самой нижней части северного склона горы Коунрад в 250 м к СЗ от ее вершины, замыкая собой широкое поле полосчатых вторичных кварцитов, граничащих далее на С с диабазами и песчаниками.

Мною употреблено выражение „замыкая“, так как есть уверенность в том, что при специальном и детальном исследовании северного подножия могут встретиться свежие порфиры перед песчаниками и диабазами и в других точках вторично-кварцитового поля, кроме тех четырех, которые помечены на карте. А потому я представляю себе действительный контур неизмененных эффузивных порфиров не маленьким пятном, показанным на карте, а полосой (может быть, прерывающейся), вытянутой по спаю полосчатых кварцитов с песчаниками и диабазами. Северный край описываемого пятна порфиров примыкает к диабазам, непосредственного контакта с которыми обнаружить не удалось; с прочих сторон порфиры переходят постепенно в полосчатые вторичные кварциты. Порфиры, залегающие вблизи диабазов, имеют ярко выраженную флюидальную полосчатость, сферолитовую и перлитовую структуру.

Прослеживание флюидалности в поле показало, что она согласна с реликтовой флюидалностью соседних вторичных кварцитов, а также с простираем и падением слоистости залегающих к С песчаников, а именно:

- 1) простираем песчаников северо-западное с падением в точках, ближайших к диабазам — к ЮЗ \angle 40—60°;
- 2) простираем флюидалности порфиров везде северо-западное с падением к ЮЗ под разными углами.

Элементы залегания песчаников, а также флюидалности кварцитов выражены на данном участке очень ясно и не позволяют интерпрети-

ровать их иначе. Трещиноватость (отдельность) эффузивных порфиров также аналогична трещиноватости вторичных кварцитов.

Придавая большое значение эффузивным порфирам массива Коунрад, я предполагал дать им исчерпывающую характеристику не только в пределах указанных на карте маленьких пятен, но, главным образом, в пределах огромного контура вторичных кварцитов, слагающих в основном весь массив, проявляющих все разнообразие лавовых структур и „органически“ связанных с эффузивными порфирами. Но сделать это здесь же, на свежих породах, к сожалению, не представляется возможным, так как маленькие пятна их не могут дать полной картины всего многообразия структур и состава бывших порфиров; эти пятна являются проекцией на дневной поверхности лишь слабого мощного горизонта из общей лавовой толщи.

Для представления состава и структуры эффузивных порфиров данного участка ниже дается описание трех наиболее характерных образцов:

Первый образец (№ 175) взят из скалистого выхода в 20—30 м от границы с диабазами и в 50 м к СВ от острой сопочки.

Макроскопически это полосчатая бледнозеленоватая серая порода с вытянутыми по полосчатости бородавчатыми сферолитами и с ясно различными вкрапленниками кварца размером 0.5—1 мм. Сферолиты хорошо выделяются на выветрелой поверхности обнажения, а также в свежем расколе породы, своими рельефными миндалинами. Размеры сферолитов—миндалин—в величину обычных бобов: 1—2 см. В западной части главного порфирового участка встречены образцы этих же полосчатых сферолитовых порфиров с сферолитами величиной в кулак и более. Эти крупные сферолиты отделены иногда от общей массы породы и создают впечатление крупной гальки или валунов. Неискушенному в лавовых структурах геологу, особенно ведущему свой маршрут на гору Коунрад снизу, с С от песчаников, весьма легко принять эти образования за обычную гальку или валуны конгломератов. Макроскопически в породе видны вкрапленники кварца как в основной массе, так и в сферолитах.

Под микроскопом основная масса породы представляет собой отчасти серицитизированный и окварцованный кварцево-полевошпатовый фельзит перлитовой структуры (табл. IIIb) с четкими вкрапленниками бипирамидального кварца и толстотаблитчатого кислого плагиоклаза с полисинтетическими двойниками. Вкрапленники от общей массы составляют не более 5—10% и распределены одинаково редко как в базисе, так и в сферолитах.

Кислый плагиоклаз-вкрапленник хорошо определяется, как альбит, уже при беглом просмотре шлифа, благодаря розоватому дисперсионному эффекту, в стыке с бальзамом. Альбит-вкрапленник иногда мутен, трещиноват и выполнен по трещинам серицитом; часто обнаруживает пойкилитовые вроски зерен кварца. Кварц-вкрапленник

обладает резко идиоморфными формами и дает в шлифе ромбические гексагональные и квадратные срезы.

Полевой шпат фельзитовой массы базиса определяется под микроскопом как альбит, также по дисперсионному эффекту.

Перлитовая структура базиса ясно видна, особенно в проходящем свете, благодаря скоплению тонкодисперсного серицита в волосных трещинках перлитовой отдельности (табл. IIIb). Очень часто в середине перлитовых образований наблюдается скопление роговиково-зубчатого кварца — одного или вместе с альбитом. Иногда центром образования перлита является вкрапленник кварца или альбита.

Сферолиты хорошо индивидуализированы и отделяются от прочей массы породы каемкой скоплений серицита или даже пустым волосным промежутком. Иногда поверхность сферолита сечет тело вкрапленника; она разрывает его на части с образованием в них побочных трещин-сдвигов под \angle в 60° , сопряженных с главной линией разрыва.

Сферолит выполнен ксеноморфными, запыленными и вытянутыми, нормально к окружности, зернами кварца. Запыленность его при детальном исследовании оказывается не чем иным, как пропитыванием зернышками и волосными скоплениями двух веществ: одного, преломляющего выше кварца, и другого, преломляющего ниже.

Первое является альбитом, второе — серицитом. В более свежих разностях (с слабой серицитизацией) эта запыленность превращается в ясно различимые радиально-лучистые ленты альбита, пронизывающие кварц и идущие к центру сферолита (табл. Id). В центральной части сферолитов, так же как и в перлитах, наблюдается иногда скопление чистого изометрического роговикового кварца. Он же встречается и в других участках базиса, не затронутых перлитовыми и сферолитовыми образованиями. „Оплывания“ или огибания сферолитов основной массой породы не заметно. Все это говорит за образование сферолитов уже после застывания магмы в процессе раскристаллизации стекла.

Помимо кварца и альбита из первичных минералов в породе встречаются редкие и мельчайшие зернышки циркона. Из вторичных минералов, кроме серицита, наблюдаются иногда скопления чешуек зеленовато-коричневой слюды, относящейся, очевидно, к магнезиальным слюдам; встречаются также скопления лимонита. Уточнение на Федоровском столике альбита дало следующие результаты:

1) Альбитовый двойник. $BN_g = 19$. $BN_m = 72^\circ$. $BN_p = 89^\circ$, $2V = +89^\circ$; отвечает 0—2% Ап.

2) Периклиновый двойник. $BN_g = 76^\circ$, $BN_m = 15^\circ$, $BN_p = 85^\circ$, $2V = +81^\circ$; отвечает 5% Ап.

Таким образом вся порода определяется как кварцевый сферолитовый альбитофир.

Второй образец (№ 175¹) взят из свала на границе с диабазом; интересен своим резко выраженным брекчиеватым обликом и тонкой

флюидалностью (табл. Ie), особенно хорошо проявившейся после отполирования поверхности.

Макроскопически на этой поверхности видно, что крупные, резко угловатые обломки тонкофлюидалного эвтакситового кварцево-полевошпатового серого порфира зацементированы той же порфировой, но красноватой массой, включающей мелкие обломки и обрывки серого порфира.

Эвтакситовость заключается в послойном чередовании серого и мясокрасного порфира; помимо цвета обе массы порфиров отличаются еще интенсивностью флюидалности: в первом — она чаще, во втором — значительно реже.

Под микроскопом видно, что полосы красного порфира отличаются от серого сильной серицитизацией полевошпатового вещества, наличием лимонита и ярозита в виде псевдоморфоз по бывшему пириту, а также несколько отличной структурой: скоплениями сферолитов щелочного полевого шпата (ортоклаза). Полосчатая флюидалность серого и красного порфира обусловлена различной раскристаллизованностью базиса и заключается в чередовании невыдержанных полосок микрофельзита, близкого к стеклу, и полосок фельзита, обогащенных мутными клочковатыми зернами кварца, „запыленного“ альбитом, и клочковатого мутного альбита или ортоклаза (табл. IIIa).

Фельзитоватая масса породы в стыке с канадским бальзамом обнаруживает ясный розовый дисперсионный эффект, пестрящий зеленоватыми крапинками; это позволяет считать состав фельзита кварцево-альбитовым, а возможно, и кварцево-ортоклазовым. Основная масса породы обладает хорошо выраженной перлитовой структурой. Перлиты часто удлинены перпендикулярно к флюидалности; они секут ее и вообще производят впечатление образования позднейшего, нежели полосчатость.

Перлитовая отдельность подчеркнута концентрически скорлуповатым распределением различно раскристаллизованного базиса, а также скоплениями серицита.

Вкрапленники кварца и плагиоклаза хорошо различимы макроскопически: первые темного цвета, вторые светлые или белые. Характер форм, размеры и содержание их в породе то же, что и в описанном выше образце; ориентировка их преимущественно по флюидалности.

Результаты измерения плагиоклаза-вкрапленника следующие:

1) альбитовый двойник: $BN_g = 15^\circ$, $BN_m = 74^\circ$, $BN_p = 87^\circ$, $2V = +79^\circ$; отвечает 7% Ап;

2) максимальный угол погасания в зоне $\perp (010) = -12^\circ$; отвечает — 7% Ап.

Кроме кварца и плагиоклаза в шлифе наблюдаются, помимо упомянутых вторичных минералов — серицита, ярозита и лимонита, еще тонкие короткие иголки и палочки, очевидно, рутила.

Описанная порода определяется как вулканическая брекчия или агломератная лава флюидално-перлитового кварцевого альбитофира, несомненно связанного водну массу с предыдущей породой (обр. 1-й).

Третий образец (12/6—пл. 2-й) под микроскопом представляет собой флюидално-полосчатый кварцево-полевошпатовый фельзит, вкрапленный, аналогично предыдущим образцам, бипирамидальным кварцем и альбитом. Заметно огибание вкрапленников полосками базиса. Наблюдаются редкие зерна бывшего пирита, замещенного ярозитом и лимонитом. Изредка встречаются сферолиты типа 1-го образца и радиально-лучистые агрегаты альбита возле кварцевых вкрапленников.

Полосчатость породы заключается в чередовании изгибающихся и не всегда выдержанных, выклинивающихся прослоек, то более, то менее раскристаллизованного базиса. Одни полоски представляют микрофельзит или фельзит, другие — ветвисто-перистый („plumos aggregates“) агрегат микрокристаллов альбита и кварца (табл. IVb). Изредка на границе полосок наблюдаются мелкие скопления чистого роговиково-зубчатого кварца, аналогичного скоплениям кварца в сферолитах и перлитах описанных выше образцов.

Результаты измерения альбита-вкрапленника определяют его как альбит № 5.

Описанная порода является флюидалным фельзитовым альбитофиром.

Общие замечания

В заключение данного описания порфирировых лав необходимо отметить следующее.

Как правило, имеющее очень мало исключений, все вкрапленники кварца идиоморфны, хорошо огранены и не имеют обычных следов резорбции: бухточек, заливов и пр.

Альбитофиры характеризуются флюидалной, перлитовой, сферолитовой и ветвисто-перистой структурами, присущими излившимся кислым лавам: липаритам, кератофирам и их стеклам: обсидианам, витрофирам и др.

Ветвисто-перистая структура присуща исключительно излившимся кислым лавам и описана Iddings'ом для обсидианов Йеллоустонского национального парка, а также Cross'ом для риолитов Rosita Hill-Colorado. По Iddings'у сферолитовая или радиально-лучистая и ветвисто-перистая кристаллизации описанного мной типа имеют место в быстро остывающих вязких магмах и свойственны вообще стекловатым лавам. Ветвисто-перистые образования в коунрадских альбитофирах переходят часто в сферолитовые агрегаты, в которых ветвистые микролиты уже не разбросаны в беспорядке, а ориентированы в своем росте к определен-

ным центрам. Ветвисто-перистая структура является, по существу, скелетными формами роста.

Из особенностей наших альбитофиров необходимо отметить скопления чистого роговикового кварца в центре сферолитов и перлитов, а также по границе флюидалных прослоек: Эти скопления можно рассматривать как первичный кварц и, частично, как вторичный.

В первом случае образование его вызвано, возможно, местным обособлением SiO_2 от полевошпатовой части магмы вследствие изменения на данном участке содержания газов; это изменение ведет к насыщению магматического расплава полевошпатовой частью, ее раннему выделению и позднейшей кристаллизации обособившейся SiO_2 .

Во втором случае (особенно это относится к скоплениям, образованным в центрах перлитовой отдельности и по флюидалности) кварц фиксировался из SiO_2 , мигрировавшей вместе с горячими вулканическими водами по многочисленным газовым порам и пустотам, которыми так изобилуют свежие излившиеся лавы.

Установить истинный химизм альбитофиров не удалось за отсутствием свежих неизмененных образцов. Пришлось ограничиться анализом отчасти серицитизированного альбитофира обр. 1-й (№ 175). Сделана попытка перечислить анализ на магматическую формулу.

Химический состав и магматическая формула

Состав	Весовые %
SiO_2	78.6
TiO_2	0.2
Al_2O_3	13.63
Fe_2O_3	0.67
FeO	0.45
MnO	0.14
MgO	0.94
CaO	0.54
BaO	0.04
K_2O	2.44
Na_2O	1.14
H_2O (105°)	0.23
Потери при прокал.	1.19
S	0.02
Сумма	100.23
Истинн. уд. вес	2.68
Объемн. уд. вес	2.59
Пористость	3.36

Формула Заварицкого

$$a = 5.42; c = 0.8; b = 12.2;$$

$$s = 81.58; Q = + 50.98$$

Формула Левинсона-Лессинга

$$0.6 \overline{\text{RO}} \cdot \text{R}_2\text{O}_3 \cdot 9.4\text{SiO}_2$$

$$\alpha = 5.2 \text{ R}_2\text{O} : \text{RO} = 1.1 : 1$$

Анализ выполнен в лаборатории Ленинградского горного института К. Умновым под руководством проф. П. Я. Сольдау. Определить более или менее точно, по данным формулы, породу на соответствующих диаграммах и таблицах невозможно, так как коэффициенты и символы формул попадают в неопределенные точки.

Как видно из формул, наши альбитофиры являются сильно пресыщенными глиноземом, кремнеземом и бедными щелочами. Эту ненормальность приходится объяснять последующей серицитизацией первичной щелочно-полевошпатовой массы, может быть с частичным выносом K_2O и несомненно значительным удалением Na_2O .

Отсюда необходимо принять, что первичная свежая порода имела значительно больше $Na_2O + K_2O$, т. е. отношение $RO : R_2O_3$ и $R_2O : RO$ было более, нежели это вытекает сейчас по анализу отчасти измененной породы.

Описанные альбитофиры по своей первичной природе являются породами очень кислыми, даже если считать, что частично SiO_2 привнесена со стороны за счет горячих или иных растворов. Содержание SiO_2 в 78.6%, данное анализом, является почти пределом кислотности в подобных породах.

Таким образом относительно свежие порфиры северного подножия Коунрада на основании всего вышеприведенного материала необходимо считать лавами кварцевых альбитофиров.

Отношение альбитофиров

к окружающим породам и их происхождение

Выше уже упоминалось, что к С участки альбитофиров граничат с диабазами и диабазовыми порфиритами, переходящими в туфо-брекчии их и песчаники. В части действительных взаимоотношений альбитофиров и диабазов я располагаю пока лишь следующими фактами, указывающими на то, что альбитофиры образовались позже диабазов:

1) наличие лавовых вулканических брекчий альбитофиров у контакта с диабазами и широкое развитие здесь вторичных кварцитов с реликтовой флюидалной и туфо-брекчиевой текстурой;

2) включение обломков диабаза в измененных альбитофировых лавах.

Одинаковое простирание флюидалности альбитофиров вторичных кварцитов и простирания песчаников на данном участке является еще одним доказательством „стратиграфической“ связи первых с последними и приводит, вместе с указанными выше двумя фактами, к следующему заключению о происхождении альбитофиров.

Кварцевые альбитофиры излились на поверхность песчаников сидура (см. общий геологический очерк) и местами перекрыли бывшие до них излияния миндалевидных диабазов и диабазовых порфи-

ритов, включив в себя обломки этих последних и образовав на их поверхности лавовые брекчии.

Взаимоотношения альбитофиров с соседними полосчатыми, бластоферолитовыми, бластофлюидальными вторичными кварцитами весьма убедительны и под микроскопом и в поле: вторичные кварциты являются измененными продуктами альбитофиров.

В. ПОРОДЫ ИНТРУЗИИ

Породы интрузии в пределах массива Коунрад представлены гранитами, гранодиоритами, гранодиорит-порфирами и кварцевыми диорит-порфиритами. Указанные гранитоиды, как это видно на карте, распределены на площади массива таким образом, что по мере продвижения вглубь его встречаются все более меланократовые и более порфириовидные разновидности их. Параллельно с этим меняется окраска: от светлорозовой гранитов через серо-зеленоватую гранодиоритов и гранодиорит-порфириов до темнозеленой, или даже черной, кварцевых диоритпорфириов.

Характерно, что за пределами массива Коунрад на еще более низких горизонтах мы встречаем настоящие крупнозернистые малобититовые граниты (№ 161); вблизи же месторождения развиты граниты с заметным на глаз порфириовидным выделением кислого плагиоклаза и с повышенным содержанием СаО (№ 164). Подобная закономерность между петрографическим характером гранитоидов и рельефом не является случайностью, а представляет, очевидно, результат фациальной и закономерной неоднородности гранитной магмы.

Непосредственных контактов между всеми перечисленными породами в поле установить не удалось вследствие прикрытия их наносами, а также по причине отсутствия между породами резких переходов. Эти же обстоятельства составляли большое препятствие при картировании гранитоидов; поэтому граница между ними, особенно между гранодиоритами и гранитами в юго-восточной части планшета, является значительно условной.

Все гранитоиды, за исключением гранитов, в непосредственном стыке с вмещающими их породами являются в той или иной степени метаморфизованными. Метаморфизм этот по всем признакам относится к типу гидротермального автометаморфизма и особенно сильно выразился в апикальной части интрузии в гранодиорит-порфирах: они видоизменены в так наз. вторичные кварциты. Характеристика метаморфизованных пород, а также химизм этого процесса являются предметом специального рассмотрения и будут изложены ниже.

С другой стороны, все описанные выше породы, вмещающие гранитоиды, являются в контакте также метаморфизованными, но еще

более интенсивно, и представляют плотные вторичные кварциты, обогащенные андалузитом.

Таким образом контактовое изменение обоих комплексов пород, с одной стороны — песчаников, диабазов, порфиров, а с другой — гранитоидов, свидетельствует об интрузивном магматическом воздействии последних на первые.

Все описываемые ниже гранитоиды являются, очевидно, продуктами периферического фациального изменения огромного Бектау-агинского гранитного батолита. Доказательства этого положения отчасти затронуты выше и будут изложены подробнее при описании гранитоидов.

Граниты

Граниты подходят к массиву Коунрад почти со всех сторон кроме северо-западной. Они слагают наиболее низкие участки площади и представлены в основном крупнозернистой малобiotитовой разностью с идиоморфными выделениями кислого плагиоклаза (№ 164). Эта порфировидная разность определена как средний тип гранита. Среди гранитов среднего типа (порфировидной текстуры) наблюдаются иногда более мелкозернистые и более аплитовые разновидности с исчезающей темной слюдой и меньшим содержанием плагиоклаза. Они встречены в самом северо-восточном углу планшета. Характерным признаком для гранитов Коунрада, как и для всех гранитов его окрестностей, является полное отсутствие в них роговой обманки.

Граниты в самом массиве не были встречены ни прежде, ни в период углубленного изучения его геологии в 1934 г. Можно считать доказанным отсутствие гранитов среди вторичных кварцитов массива Коунрад. Подножие массива чрезвычайно бедно коренными выходами гранитов вообще, а свежих, неизмененных окислительными процессами, — в особенности. Последние встречены лишь в северо-восточном углу, а первые обнажаются в шурфах и под галечником юго-западной части.

Гранодиориты

Свежие, неизмененные гранодиориты хорошо обнажены в восточной части Южного Коунрада, в логу, отделяющем два параллельно вытянутых хребта вторичных кварцитов (фиг. 3). Гранодиориты подходят почти вплотную к ним и замыкают юго-восточную оконечность массива. Все южное и юго-восточное подножие его не имеет коренных обнажений и скрыто под наносами глубиной от 3 м и более. Надо полагать, что гранодиориты окаймляют по меньшей мере всю юго-восточную часть массива, а возможно, также и южную. Основанием для такого положения является гранодиорит, вскрытый на глубине 4 м шурфом у самого юго-восточного подножия массива, в 450 м с ЮЗ от вершины

с отметкой 483.8. Показанный на юге контур гранодиоритов определяет лишь границы приблизительного развития их.

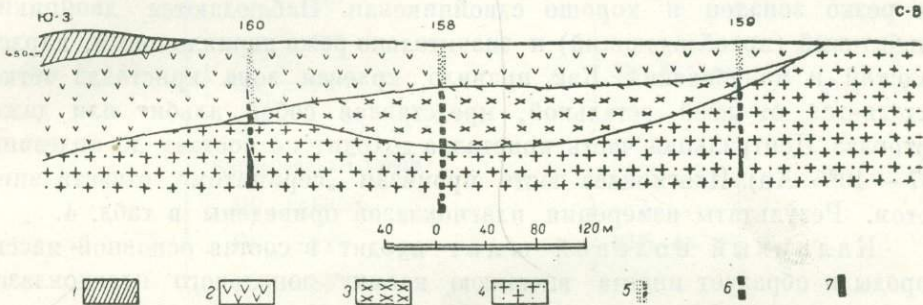
Гранодиориты дают крупноглыбовые массивные выходы с четкой матрацевидной отдельностью; эта отдельность используется теперь строителями для разборки породы на плитняк, идущий на капитальное строительство рудника.

Трещины отдельности гранодиоритов:

- 1) 30° падение к SO \angle 70°
- 2) 342° " " NO \angle 65°
- 3) 47° " " NW \angle 80°
- 4) 285° " " NO \angle 70°
- 5) 0° " " 0 \angle 55°

У самой дороги, проходящей в логу, теперь стоят целые штабеля камня, позволяющие выбрать прекрасные свежие образцы гранодиоритов. К северу от коренных обнажений развиты наносы, которые маскируют характер пород. Лишь маленькая сопочка в 1 км к В от ломок камня и вторая более высокая в таком же расстоянии к С обнажают сильно измененные каолинизированные, а местами серицитизированные гранитоиды, относящиеся, судя по остаточной порфировидной структуре, к гранодиорит-порфирам. К западу от ломок камня, в глубину лога, а также у самого спая с резко вздымающимися над логом полосчатыми вторичными кварцитами, гранодиориты постепенно переходят в светлые измененные породы: вторичные кварциты с реликтовой структурой бывших гранодиоритов и гранодиорит-порфиров (№ 186). Постепенность перехода гранодиоритов в гранодиорит-порфиры, а также этих последних в измененные пиритизированные, серицитизированные и окварцованные породы в контакте с породами вмещающей толщи прослеживается очень хорошо по скважинам 159, 158 и 160 (фиг. 4). Так, например, скв. 159, расположенная всего лишь в 100 м от контура свежих гранодиоритов, конечной глубиной своей в 84 м вскрывает среднезернистые порфировидные гранодиориты. На глубине 30—40 м они перешли уже в разности более порфировые с резко уменьшенными против зерен вкрапленников зернами базиса и появившимися выделениями кварца. Еще ближе к поверхности, а следовательно, и к кровле интродуцированной оболочки, полевошпатовая масса породы замещается серицитом; на глубине же всего 3 м порода целиком превращена в серицитовый вторичный кварцит с четкой реликтовой структурой гранодиорит-порфиров. Ту же закономерность подчеркивают и другие расположенные в этом же логу, скв. 158 и 160, с той лишь разницей, что в них горизонт гранодиорит-порфиров начинается гораздо глубже. Подобно гранитам, гранодиориты в пределах северной части массива Коунрада нигде не обнаружены—ни на поверхности, ни по самым глубоким скважинам.

Гранодиориты макроскопически (табл. IVa) представляют собой массивно-кристаллические средне- и даже крупнозернистые серого цвета породы с заметными выделениями крупной роговой обманки. Разновидности, переходные к гранитам, имеют розоватый оттенок, близкие же к гранодиорит-порфирам имеют зеленоватый оттенок. При близком и внимательном рассмотрении штуфа замечается идиоморфизм более светлых и крупных зерен полевого шпата по отношению к менее крупным зернам розоватого полевого шпата. Кроме того, заметны зерна железного рудного минерала, главным образом, если не исключительно, в виде скоплений у темноцветных компонентов или на их фоне.



Фиг. 4. Геологический разрез по скваж. Южного Коунрада. (Составил Н. И. Наконник.) 1—андалузито-серицитовые вторичные кварциты из эффузивных порфиров; 2—вторичные кварциты из гранодиорит-порфиров; 3—гранодиорит-порфиры; 4—гранодиориты; 5—развитие лимонита (зона окисления); 6—развитие пирита; 7—развитие магнетита.

Под микроскопом гранодиориты представляют собой кристаллический, с уклоном в порфировидный, агрегат кислого плагиоклаза, ортоклаза, кварца, амфибола, биотита, магнетита, акцессорных: апатита-циркона и сфена и вторичных минералов (табл. IVe).

Подсчет количественного объемного содержания главных минералов, произведенный на столике Винтвора, дал следующее (в проц.):

Кварца	27.7
Плагиоклаза	46.5
Ортоклаза	14.5
Амфибола	4.8
Биотита	5.2
Рудн. минерала	1.2
Акцессорных	0.2
<hr/>	
Сумма	100.1

Порядок их идиоморфизма следующий: 1) рудный минерал и амфибол, 2) плагиоклаз, 3) биотит, 4) кварц и ортоклаз.

Порфировидность определяется резким идиоморфизмом кислого плагиоклаза, а также его размерами, преобладающими над прочими

компонентами породы. В различных точках гранодиоритового поля породы представляют под микроскопом различные вариации как по структуре, так и по минеральному составу около среднего типа, описанного выше. Встречаются разновидности с значительно большим или значительно меньшим содержанием темноцветных компонентов: с преобладанием амфибола или с преобладанием биотита, а также разности более крупнозернистые и менее крупнозернистые, более порфирировидные и менее порфирировидные. Изредка наблюдается взаимное графическое (пегматитовое) прорастание кварца и плагиоклаза.

Плагиоклаз встречается зернами до 1 см, а в среднем 2—3 мм; он резко зонален и хорошо сдвойникован. Наблюдаются двойники: альбитовый (преобладающий) и значительно реже периклиновый, карлсбадский и манебахский. Как правило, краевая зона кристалла четко отделяется от всей остальной, представляя собой альбит или даже ортоклаз. Центральная часть кристалла доходит по составу до андезина (37—40% An). Плагиоклаз часто пронизан „серцитом“, отчасти эпидотом. Результаты измерения плагиоклазов приведены в табл. 4.

Калиевый полевой шпат входит в состав основной массы породы и образует иногда внешнюю каемку зонального плагиоклаза. Зерна его мутнобурые, но местами бывают достаточно прозрачны и свободны от пронизывания серцитом; в среднем они 0.5 мм. Двойникование отсутствует. Изредка наблюдается пертитовая „рябь“. Дисперсии оптических элементов незаметно. Кристаллооптическое исследование дало следующее:

В обр. из скв. 158 глуб. 151 м	$pN_g = 86^\circ$	$aN_g = 86^\circ$	$2V = -70^\circ$
	$pN_m = 8^\circ$	$aN_m = 80^\circ$	
	$pN_p = 83^\circ$	$aN_p = 11^\circ$	
В обр. из скв. 160 глуб. 81 м	$pN_g = 90^\circ$		$2V = -60^\circ$
	$pN_m = 5^\circ$	—	
	$pN_p = 86^\circ$		
В обр. из скв. 159 глуб. 82.94 м	$pN_g = 89^\circ$	$aN_g = 89^\circ$	$2V = -70^\circ$
	$pN_m = 8^\circ$	$aN_m = 81^\circ$	
	$pN_p = 83^\circ$	$aN_p = 10^\circ$	

p = полюс спайности по (001); a = полюс плоскости (15 · 0 · 2)

Таким образом плоскость $N_g N_p \perp (010)$; $2V$, измеренное коноскопически (неоднократно) по слюде, дало по формуле Малляра около -60° .

В сечениях с пересекающейся спайностью в коноскопе с имерзионным объективом $1/12$ и линзой Лазо $1/40$ хорошо виден четкий симметричный крест, распадающийся на две ветви гиперболы, не выходящие из поля зрения.

Все вышеприведенные данные показывают, что калиевый полевой шпат гранодиоритов представлен обыкновенным ортоклазом.

Т а б л и ц а 4

№№ образцов	Ядро	Внешняя каемка		
Обр. № 117	Альбитовый закон	Определена по пре- ломлению с кварцем способом Бекке		
	Погасание N_p со спайностью в зоне $\perp MP = +16^\circ$		32% An	
	Альбитовый закон		35—37% An	
	$BN_g = 19^\circ$			14% An
	$BN_m = 72^\circ$			25% An
$BN_p = 82^\circ$				
	$2V = -85-88^\circ$			
Обр. № 118	Карлсбадский закон	36% An		
	$BN_g = 68.5^\circ$			
	$BN_m = 22^\circ$			
	$BN_p = 85^\circ$			
Обр. № 116	Карлсбадский закон	40% An		
	$BN_g = 72^\circ$			
	$BN_m = 40^\circ$			
	$BN_p = 55^\circ$			
	$2V = -83^\circ$			
Обр. из скв. 159 глуб. 82.94 м	Периклиновый закон	35% An		
	$BN_g = 72^\circ$			
	$BN_m = 18^\circ$			
	$BN_p = 84^\circ$			
	$2V = -83-87^\circ$			
Обр. № 116	Погасание N_p со спайностью в сечении $\perp MP = +17^\circ$	34% An		
	Манебахский закон (Ala-A)	32% An		
$BN_g = 16.5^\circ$				
$BN_m = 73.5^\circ$				
Обр. из скв. 159 глуб. 82.94 м	Альбитовый закон	37% An		
	$BN_g = 17^\circ$			
	$BN_m = 74^\circ$			
	$BN_p = 84^\circ$			
	$2V = -83^\circ$			

Таблица 4 (продолжение)

№№ образцов	Ядро	Внешняя каемка
Обр. из скв. 160 глуб. 81.03 м	Альбитовый закон	} 40% An
	$BN_g = 20^\circ$	
	$BN_m = 70^\circ$	
Обр. из скв. 158 глуб. 151 м	$BN_p = 87^\circ$	} 36% An
	Максимальный угол погасания в сечении $\perp [100] = +18^\circ$	
	Альбитовый закон	
Обр. из скв. 158 глуб. 151 м	$BN_g = 17.5^\circ$	} 37% An
	$BN_m = 73^\circ$	
	$BN_p = 88.5^\circ$	
	$2V = 90^\circ$	
	Угол погасания в сечении $\perp [100] = +18^\circ$	} 36% An
		Максимальный угол погасания в сечении $\perp [001] = 0^\circ$, отвечает 20% An

Кварц резко ксеноморфен по отношению ко всем первичным компонентам породы, за исключением ортоклаза, составляя вместе с ним так наз. гранулитовый агрегат. Обычно кварц идиоморфнее ортоклаза, и последний цементирует его зерна. Иногда встречается обратное явление. В нескольких случаях обнаружен графический пегматитовидный, по отношению к плагиоклазу, кварц.

Биотит. Биотит окрашен в темнокоричневый плеохроичный цвет по оси N_g и в светложелтый — по оси N_p . Имеется еще разность с зеленоватым плеохроизмом и с менее сильным двупреломлением, существующая иногда в одном и том же зерне с коричневой; она производит впечатление замещения коричневой или ее зонального развития. С этой последней связывается обычно большое количество мелких и крупных зерен магнетита, а также зерен рутила (?). В изотропном сечении оба вида темной слюды дают в коноскопе одноосный крест с отрицательным знаком минерала. И тот и другой вид часто нацело хлоритизирован. Иногда наблюдается развитие эпидота, вторичной зеленоватой слюдки, ориентированной поперек спайности, а также пирита. Последний появляется в образцах гранодиоритов, близких к вмещающим породам, и замещает магнетит. В отраженном свете хорошо видны каемки пирита около магнетита и внедрение первого во второй.

Амфибол в гранодиоритах образует наиболее крупные кристаллы. Замещение вторичными продуктами (хлоритом), в противоположность биотиту, очень слабое. Вместе с плагиоклазом образует иногда

пойкилитовые сростания. Подобно биотиту, имеет большое количество включений магнетита.

Плеохроизм по N_g —светлозеленый,
 ” ” N_m —зеленовато-желтый,
 ” ” N_p —бледножелтый с зеленоватым оттенком.

Схема абсорбции $N_g > N_m > N_p$.

Плоскость оптических осей расположена нормально в плоскости (010).

Дисперсии оптических элементов не заметно. $N_g \wedge c = 17^\circ$; $N_g - N_p = 0.015$; $2V = -75^\circ$.

По всем этим признакам амфибол относится очевидно к обыкновенной роговой обманке.

Акцессорные минералы: апатит, циркон, сфен—резко идиоморфны по отношению ко всем главным минералам.

Из вторичных минералов наибольшего внимания заслуживает хлорит и эпидот. Последний является обычным эпидотом, первый же аналогичен хлориту гранодиорит-порфиров, в разделе которых он и будет описан подробно. Серицит, замещающий плагиоклазы гранодиоритов, не подвергался специальному исследованию вследствие технической невозможности, но он наблюдался в плагиоклазах гранодиорит-порфиров; результаты этого изучения изложены ниже, в специальной главе о минералах вторичных кварцитов (стр. 81—88).

Химический анализ и магматическая формула даны в табл. 5.¹

Таблица 5

Состав	Весовые проц.	Молекул. эквивал.
SiO ₂	65.93	1098
TiO ₂	0.45	5
Al ₂ O ₃	16.53	162
Fe ₂ O ₃	2.25	14
FeO	1.75	24
MnO	0.17	2
MgO	2.14	54
CaO	4.38	78
K ₂ O	1.66	17
Na ₂ O	3.30	53
Гигр. H ₂ O	0.29	Объемн. вес . 2.73
Потери при прокал.	0.06	Уд. вес . . . 2.74
		Пористость . . 0.36%
Сумма	99.88	

¹ Анализ гранодиорита (№ 177) выполнен в лаборатории Ленинградского Горного института аналитиком Д. Р. Еникеевым под руководством проф. П. Я. Сальдау.

Формула Заварицкого

A = 140	a = 9.61
C = 78	c = 5.39
B = 136	b = 8.92
S = 1103	s = 76.08
$\Sigma = 1457$	$\Sigma = 100\%$

$$Q = + 27.55$$

Формула Левинсон-Лессинга

$R_2O_3 = 176$	$226 \bar{R}O \cdot 176 R_2O_3 \cdot 1098 SiO_2$
$\bar{R}O = 156$	} $\bar{R}O = 226$
$R_2O = 70$	
$SiO_2 = 1098$	или
	$\frac{1.28 \bar{R}O \cdot R_2O_3 \cdot 6.24SiO_2}{\alpha = 2.9; R_2O : RO = 0.45}$
	или 1:1.23

Коэффициенты первой формулы ложатся на диаграмме средних химических типов у точки 17-й, соответствующей гранодиориту; с, в и z нашей породы почти равны с, b и s гранодиорита; отклоняются коэффициенты a и Q. Последний является значительно повышенным, сближая нашу породу с адамеллитом или известковистым гранитом.

Следуя коэффициентам и символам второй магматической формулы, мы получаем на соответствующей таблице кварцевый диорит как наиболее близкий к нашей породе средний тип.

Таким образом, на основании всех указанных данных, описанную породу можно считать биотитово-роговообманковым гранодиоритом.

Отсутствие резких границ в структуре и составе гранодиоритов и гранитов, а также гранодиорит-порфиров, существование между всеми ними постепенных переходов, распределение этих пород, закономерное связанное с повышением рельефа, и ряд других фактов, которые будут указаны ниже, — все это приводит к выводу, что гранодиориты в общем ряду дифференциатов (известковистый гранит, гранодиорит, гранодиорит-порфир и кварцевый диорит-порфирит) являются одним из продуктов фациальной и, может быть, периферической кристаллизации гранитной магмы.

Гранодиориты следует считать не самостоятельной интрузией, не фазой, а лишь фацией в общем процессе застывания гранитной магмы.

Гранодиорит-порфиры

Гранодиорит-порфиры среди прочих пород массива являются наиболее важными вследствие того, что измененные продукты их слагают самую верхушку интрузивной гранитной массы — его апикальную часть — и вмещают в себе меднорудное тело, являясь носителем медных вкрапленников. Это значение гранодиорит-порфиров в геологическом строении массива и генезисе месторождения заставляет уделить им особое внимание.

Необходимо отметить, что до сего времени гранодиорит-порфиры именуются „монцонит-порфирами“, названными так 6 лет назад М. П. Ру-саковым. В применении этого названия к нашим гранодиорит-порфирам, не имеющим ничего общего под микроскопом с монцонит-порфирами, сказалось влияние американского авторитета в области месторождений медных вкрапленников; медьсодержащие порфиридные гранитоиды описывают там обычно как измененные монцонит-порфиры. Термин „монцонит-порфиры“ настолько уже вошел в литературу о Коунраде, в обиходную практику и даже в учебники по полезным ископаемым, что протесты против него, в том числе и самого автора термина (25, стр. 39), бессильны нарушить установившийся обычай.

Работа по изучению пород Коунрада обязывает внести термин, соответствующий истине; поэтому мною в данном труде везде применяется название гранодиорит-порфиры и совершенно исключен термин „монцонит-порфиры“, несмотря на его звучность, большую простоту и заслуженную шестилетнюю давность.

Гранодиорит-порфиры занимают депрессионную часть массива и окружены почти со всех сторон полосчатыми вторичными кварцитами, происшедшими из эффузивных порфиров. В устьях обоих широких логов, разрезающих с северо-востока на юго-запад массив Коунрад на две части, гранодиорит-порфиры соприкасаются с гранитами и гранодиоритами. Почти вся площадь гранодиорит-порфиров представлена измененными породами: серицитизированными, каолинизированными и окварцованными. Эти измененные породы выступают среди полосчатых кварцитов исключительно в логах, следуя по их извилинам. Они занимают пониженные участки рудного поля, тогда как все повышенные места, сопочки, сложены плотными полосчатыми кварцитами. На это обстоятельство обратил внимание геолог Обатуров еще в 1930 г. (16). Более или менее свежие неизменные породы образуют лишь несколько небольших участков в северной части массива, например к востоку от скв. 112, а также между скв. 68, 69 и 56 и в других местах. Имеются еще три маленьких пятна более темных гранодиорит-порфиров в южной части Северного Коунрада. Они производят впечатление небольших интрузивных тел-апофиз от общей гранодиоритовой массы. Порода здесь имеет резко подчеркнутую порфиристую текстуру, более афанитовый базис, более темный цвет и является, очевидно, переходом к кварцевым диоритовым порфиритам. В восточной части месторождения гранодиорит-порфиры близко подходят к диабазам и песчаникам, видоизменяя и те и другие (скв. 155).

По керну многих скважин очень ясно прослеживается переход с глубины к поверхности свежих неизменных гранодиорит-порфиров в светлые измененные, а еще выше в окварцованные эффузивные порфиры из оболочки интрузии (скв. 145, 58, 48). Последние сопровождаются у контакта обильным образованием андалузита, диаспора и корунда.

Подобно гранодиоритам скважин 159 и 158 Южного Коунрада (фиг. 4), по скважинам Северного Коунрада (206, 145, 69, 111 207) можно проследить потерю гранодиорит-порфирами магнетита и обогащение их пиритом по мере приближения к контакту с бывшими эффузивными порфирами.

Так, например, в скв. 68 на глубине 130 м в породе имеется магнетит, а на глубине 100 м вместо него — пирит.

Как пример очень ясного интрузивного контакта гранодиорит-порфира с эффузивными порфирами можно привести северо-западную стенку большого разноса на месте скв. 105 (фиг. 5). Здесь хорошо видно, с одной стороны, перпендикулярное к контакту расположение реликтовой флюидалной полосчатости бывших порфиров, а с другой — глазки кварцевых вкрапленников бывших гранодиорит-порфиров. Контакт очень резкий; на его протяжении более чем на 3 м никаких постепенных переходов одной породы в другую не замечено. Перпендикулярное к контакту расположение флюидалности вызывает у геолога, прежде всего, представление о внедрении гранодиорит-порфиров в порфиры, а не наоборот.

Характеристика действительных взаимоотношений этих двух пород мною будет подкреплена еще целым рядом доказательств ниже, в главе о вторичных кварцитах.

Взаимоотношения гранодиорит-порфиров с гранодиоритами выяснены были выше, в главе о гранодиоритах.

Неизменные гранодиорит-порфиры — породы макроскопически зеленовато-серого цвета, с крупными выделениями темноцветных компонентов, белого полевого шпата и кварца (табл. IVc, d). Количество вкрапленников в породе бывает часто так велико, что при беглом взгляде кажется полнокристаллической. Точный подсчет в шлифе окулярным микрометром дает в таких случаях содержание вкрапленников около 40—50% всей массы. Таким образом текстура гранодиорит-порфиров определяется как порфиристо-невадитовая. Существуют разновидности, в которых количество вкрапленников невелико и где преобладает темно-зеленый афанитовый базис; порода обладает в этом случае отчетливой порфиристой текстурой и более темным цветом. Эти разновидности слагают маленькие участки среди полосчатых вторичных кварцитов и являются или апофизами или вообще краевыми частями гранодиорит-порфиристого тела. Подобно гранодиоритам, гранодиорит-порфиры весьма заметно действуют на магнитную стрелку.

На полированной поверхности штуфа хорошо заметна вкрапленность магнетита, особенно на фоне темноцветных вкрапленников. Эта вкрапленность магнетита заменяется в гранодиорит-порфирах, близких к контакту с вмещающими породами, пиритом (табл. IVd). Целый ряд полированных и прозрачных шлифов подтверждает это явление. Внимательное макроскопическое рассмотрение таких образцов (табл. IV f

ческую основную массу с выделениями плагиоклаза, кварца и темноцветных компонентов; последние целиком замещены вторичными минералами (табл. V a, b). Кроме того, имеется заметное количество магнетита и редкие зерна апатита, сфена и циркона. Присутствуют вторичные минералы: „серицит“, эпидот, карбонат, хлорит, биотитовая слюдка.

Количественные соотношения между главными первичными минералами следующие (в проц.):

Полевой шпат	65	} Среднее из точных измерений 2 образцов
Кварц	26	
Темноцветные	7.8	
Магнетит и прочие	1.2	
Сумма	100	

Порядок идиоморфизма минералов в обеих разновидностях следующий: магнетит, амфибол, биотит, плагиоклаз, кварц с ортоклазом.

Темная разновидность гранодиорит-порфиров обладает более микророзернистым базисом. Размеры зерен его в среднем 0.01—0.015 мм, тогда как в светлом гранодиорит-порфире 0.03—0.04 и даже 0.05 мм (в скв. 68). В последнем случае мы уже имеем размер зерен, близкий к размеру зерен основной массы описанных выше гранодиоритов. В базисе гранодиорит-порфиров хорошо различается также и альбит; количественное отношение альбита к ортоклазу равно приблизительно от 2:1 до 1:1. Альбит базиса, как и плагиоклаз-вкрапленник, резко идиоморфен.

Полевой шпат — вкрапленник светлого невадитового гранодиорит-порфира — чист, зонален и хорошо сдвойникован; темного же, наоборот, — незонален и густо пронизан вторичными продуктами, главным образом серицитом, отчасти эпидотом, хлоритом и карбонатом. Ядро вкрапленников породы первого типа представлено андезином или олигоклаз-андезином, края же — альбитом и даже ортоклазом; в темной разновидности гранодиорит-порфиров вкрапленники — альбит или альбит-олигоклаз. В редких случаях в них замечается небольшое чистое ядро олигоклаз-андезина с краями, изъеденными „серицитом“ и альбитом. Получается впечатление превращения ядра в альбит с выделением „серицита“.

В плагиоклазах-вкрапленниках наблюдаются следующие законы двойникования (табл. 7).

В альбите и альбит-олигоклазе

Карлсбадский	} распростран.
Альбитовый	
Манебахский	— редкий
Периклиновый	— очень редкий
Аглиновый [010] в пл. (001)	— очень редкий

В олигоклазе-андезине

Периклиновый (распростран.)
Альбитовый (менее распростран.)

Таблица

Результаты измерения плагиоклазов-вкрапленников

Место взятия образца	Ядро кристалла	Краевая часть
1) В нормальных светлых гранодиорит-порфирах		
Скв. 112 Поверхность	$BN_g = 78^\circ$	$2V = -86^\circ$ (периклиновый двойник) $An = 29\%$
	$BN_m = 12^\circ$	
	$BN_p = 88^\circ$	
	$BN_g = 78^\circ$	$2V = 85^\circ$ (переклиновый двойник) $An = 28\%$
	$BN_m = 12^\circ$	
	$BN_p = 86^\circ$	
Скв. 145 Глуб. 62.2 м	$BN_g = 16^\circ$	$2V = +87^\circ$ $An = 35\%$
	$BN_m = 74^\circ$	
	$BN_p = 87^\circ$	
2) в более темных гранодиорит-порфирах		
Скв. 48 Глуб. 125.5 м	$BN_g = 86^\circ$	(Карлсбадский двойник) $An = 3\%$
	$BN_m = 19^\circ$	
	$BN_p = 71^\circ$	
Скв. 157 Глуб. 88.7 м	$BN_g = 87^\circ$	Ala-B двойник $An = 7\%$
	$BN_m = 71^\circ$	
	$BN_p = 19^\circ$	
Скв. 30 Обр. 20 ¹	$BN_g = 73^\circ$	Карлсбадский двойник $An = 33\%$
	$BN_m = 17^\circ$	
	$BN_p = 88^\circ$	
	$BN_g = 70^\circ$	Периклинов. двойник $An = 36\%$
	$BN_m = 29^\circ$	
	$BN_p = 82^\circ$	

Альбит-олигоклаз

Альбит № 2

Каемка калиевого полевого шпата, составляющая иногда самую крайнюю оболочку вкрапленников плагиоклаза, не исследовалась специально, но отсутствие двойников, яркий дисперсионный эффект, отрицательный знак и малый угол осей — говорят за принадлежность ее к ортоклазу.

Кварц-вкрапленник представлен „оплавленниками“ с характерными для них заливчиками и бухточками. Следов динамических деформаций обычно не обнаруживает: лишь изредка наблюдается волнистое погасание и сетка прямоугольной трещиноватости, свидетельствующая о переходе α кварца в β .

Темноцветные минералы в неизменном виде очень редки; они обычно вкраплены магнетитом и целиком замещены вторичными минералами. Сходство разрезов амфиболов и биотита затрудняет выяснить в каждом отдельном случае существо первичного минерала, но отдельные характерные сечения, переходы в свежие разновидности, морфологическая картина замещения (приуроченность к той или иной спайности), ассоциации замещающих продуктов — все это позволяет установить с несомненностью наличие в свежих гранодиорит-порфирах биотита и амфибола. Определить действительные количественные отношения того и другого в породе не представляется возможным. На основании обширного проработанного материала можно было бы сказать, что биотит преобладает над амфиболом. Предполагать наличие в гранодиорит-порфирах пироксена, как это делает М. П. Русаков (25, стр. 39—42), нет никаких оснований.

Оптическая характеристика свежего биотита аналогична биотиту гранодиоритов. Свежий неизменный амфибол встречен только в кварцевых диорит-порфиритах и аналогичен амфиболу гранодиоритов.

Замещение темноцветных минералов состоит из хлорита, вторичного биотита, „серицита“, эпидота, рутила, кальцита. Ближе к контакту с оболочкой в темноцветных компонентах вместо магнетита появляется пирит. Исчезновение магнетита и появление пирита хорошо прослеживается в полированных шлифах. Биотит замещен исключительно хлоритом и рутилом, амфибол же эпидотом, хлоритом, иногда карбонатом.

Апатит в гранодиорит-порфирах встречается довольно часто, но в небольшом количестве. Формы развития и кристаллооптический облик — обычные.

Сфен и циркон встречаются единичными зернами.

Из вторичных минералов наиболее обильным является „серицит“, замещающий почти исключительно плагиоклаз. В ортоклазе он встречается редко. Специальное исследование „серицита“ произведено в нацело серицитизированных гранодиорит-порфирах, где он оказался в действительности серицитом с переменным отношением Na и K, очевидно в зависимости от характера полевого шпата (стр. 85). Характеристика серицита, а также хлорита будет дана в главе о вторичных кварцитах.

Химический анализ гранодиорит-порфиров произведен для двух типичных разновидностей: для светлой, более полнокристаллической, и темной (зеленоватой), менее кристаллической (табл. 8). В обоих случаях образцы взяты из глубинной (первичной) зоны, которой не коснулись окислительные процессы. Анализ светлого гранодиорит-порфира произведен в образце по скв. 145 с глуб. 62.2—63.3 м., анализ зеленоватого — по скв. 48 с глуб. 125.5—126.3 м, близко к контакту с вмещающими полосчатыми вторичными кварцитами.

Таблица 8

Химический анализ и магматическая формула¹

Состав	Весовые проц.	Молекул. эквив.	Состав	Весовые проц.	Молекул. эквив.
Светлая разновидность			Темная разновидность		
Обр. из скв. 145 глуб. 62.2 м			Обр. из скв. 48 ² глуб. 125 м		
SiO ₂	68.88	1147	SiO ₂	65.82	1096
TiO ₂	0.40	5	TiO ₂	0.48	5
Al ₂ O ₃	15.10	148	Al ₂ O ₃	17.20	169
Fe ₂ O ₃	1.94	13	Fe ₂ O ₃	2.09	13
FeO	1.75	24	FeO	1.30	18
MnO	0.06	1	MnO	0.13	1
BaO	0.09	1	BaO	0.11	1
CaO	2.06	37	CaO	2.88	51
MgO	1.79	44	MgO	1.85	46
K ₂ O	2.34	25	K ₂ O	1.56	16
Na ₂ O	3.17	51	Na ₂ O	3.66	58
Li ₂ O	0.09	4	Li ₂ O	0.10	4
CuO	0.17	—	CuO	0.06	—
F	0.06	—	F	0.02	—
Cl	0.04	—	Cl	0.03	—
S	0.26	—	S	0.58	—
P ₂ O ₅	0.15	—	P ₂ O ₅	0.11	—
B ₂ O ₃	0.37	—	B ₂ O ₃	следы	—
Гигр. вода	0.57	—	Гигр. вода	0.34	—
Потери при прокал.	1.07	—	Потери при прок.	1.49	—
Сумма	99.73	—	Сумма	99.81	—
Объемн. вес	2.60	—	Объемн. вес	2.66	—
Истинн. уд. вес	2.66	—	Истинн. уд. вес	2.69	—
Пористость	2.26%	—	Пористость	1.12%	—

¹ Оба анализа выполнены в геохимической лаборатории ЦНИГРИ: первый — Н. В. Левенфиш и второй — Е. А. Свержинской.

² Подсчет полевошпатов и кварца затруднялся микроскопическими размерами зерен, а потому цифры не могут быть особо точными.

Формула по А. Н. Заварицкому

A = 160	a = 10.55	A = 156	a = 10.50
C = 38	c = 2.50	C = 52	c = 3.50
B = 167	b = 11.01	B = 177	b = 11.91
S = 1152	s = 75.94	S = 1101	s = 74.09
<hr/> Σ = 1517	<hr/> Σ = 100 %	<hr/> Σ = 1486	<hr/> Σ = 100 %
Q = +28.28		Q = +23.58	

Формула по Левинсон-Лессингу

R ₂ O ₃ = 161	} $\overline{RO} = 186$	R ₂ O ₃ = 182	} $\overline{RO} = 191$
RO = 106		RO = 113	
R ₂ O = 80		R ₂ O = 78	
SiO ₂ = 1147		SiO ₂ = 1096	
<hr/> 186 \overline{RO} · 161 R ₂ O ₃ · 1147 SiO ₂		<hr/> 191 \overline{RO} · 182 R ₂ O ₃ · 1096 SiO ₂	
или		или	
1.18 \overline{RO} · R ₂ O ₃ · 7.12 SiO ₂		1.05 \overline{RO} · R ₂ O ₃ · 6.02 SiO ₂	
<hr/> α = 3.4 R ₂ O : RO = 0.75		<hr/> α = 2.09 R ₂ O : RO = 0.69	
или 1 : 1.32		или 1 : 1.45	

Минералогический состав (в проц.)

	Светлая разновидность	Темная разновидность
Полевых шпатов	62	73.87
Кварца	31.8	13.20
Темноцветных	5.8	11.8
Рудные и аксессуарн.	0.6	1.7
<hr/>		
Итого	100.2	100.02

Обращаясь к соответствующей диаграмме, мы видим, что коэффициенты первой формулы попадают ближе всего к точке среднего химического типа № 13, отвечающей составу кварцевого диорита. Сравнивая коэффициенты этого среднего типа с нашими, мы видим в последнем более низкое значение „с“ и превышающее чуть ли не в два раза значение Q. Отсюда можно заключить, что наша порода стоит ближе к гранитовому типу, нежели к диоритовому. Согласно же коэффициентам и символам второй формулы, порода находится между адамеллитом и кварцевым порфиритом.

Таким образом, на основании всех данных минералогического и химического анализа, я считаю описанную породу гранодиорит-порфиром.

Темная разновидность по коэффициентам стоит несколько дальше от гранитов и ближе к диоритам. Принимая во внимание наличие в ней значительно большего содержания темноцветных компонентов, преобладание среди вторичных продуктов эпидота, карбоната, хлорита, необходимо рассматривать темную разновидность как альбитизированный гранодиорит-порфир, переходящий в кварцевый диорит-порфирит.

Кварцевые диорит-порфириты

Кварцевые диорит-порфириты встречены у юго-восточного подножья Железной сопки между скв. 77, 125 и 157, в железнодорожном карьере между скв. 145, 81 и на Южном Коунраде в трех пунктах. Первый участок является более или менее значительным; все последующие производят впечатление апофиз или небольших штоков, секущих полосчатые вторичные кварциты. Весьма характерно, что на самом Южном Коунраде кварцевые диорит-порфириты встречены в более повышенных частях массива, а не в пониженных. По скважинам они встречены лишь в виде гидротермально измененных продуктов: в скв. 77, 125, 69 и 156. Данные этих скважин и поверхностные выходы позволяют считать, что кварцевые диорит-порфириты Северного Коунрада проявлены лишь в его восточной периферической части и переходят постепенно в гранодиорит-порфиры.

Для иллюстрации последнего можно привести скв. 125, где измененные кварцевые диорит-порфириты сменяются на глубине измененным гранодиорит-порфиром; скважина 157 в 80 м к востоку от коренного выхода первых проходит уже целиком в гранодиорит-порфирах. Подобно гранодиоритам, гранодиорит-порфирам, кварцевые диорит-порфириты в контакте с вмещающими породами изменены: серицитизированы, каолинизированы, иногда биотитизированы и всегда пиритизированы. Так же, как в предыдущих гранитоидах, потеря магнитных свойств породы идет параллельно появлению пирита.

Выше уже была дана характеристика гранодиорит-порфиров, переходных к кварцевым диорит-порфиритам. Последние от нормальных светлых невадитовых гранодиорит-порфиров отличаются в поле довольно резко (таб. VIa) своим темнозеленоватым цветом и четкой порфировой текстурой. Макроскопически заметны лишь светлые вкрапленники плагиоклазов на темном фоне почти афанитового базиса. В некоторых разновидностях можно разглядеть также и редкие вкрапленники кварца и амфибола с биотитом (Южный Коунрад, № 156). Размеры вкрапленников плагиоклаза несколько меньше, чем у гранодиорит-порфиров, а иногда и совсем незначительные — около 1 мм (№ 103). Макроскопически в поле данная порода определяется как диоритовый порфирит или кварцевый диорит-порфирит.

Привожу описание двух разновидностей кварцевых диорит-порфиров: среднего типа и типа переходного к гранодиорит-порфирам.

Средний тип (№ 107). Под микроскопом — голокристаллическая порфи́ровая порода с фенокристаллами плагиоклаза, измененным темноцветным компонентом, вкрапленностью магнетита и небольшим количеством апатита; отношение вкрапленников к общей массе породы = 1 : 2. Плагиоклаз-вкрапленник представлен мутными, резко идиоморфными кристаллами, замещенными вторичными продуктами. Изредка встречаются вкрапленники, свободные от этих продуктов; в таких случаях то в центральной части, то в краевой можно рассмотреть зональность плагиоклаза и определить преломление минерала, которое оказывается выше балзама. Измерение таких чистых частей дало следующее:

$$1) \text{BN}_g = 68^\circ; \text{BN}_m = 22^\circ; \text{BN}_p = 87^\circ; 2V = -89^\circ; \text{отвечает } 36\% \text{ An} \\ (\text{манебахский закон})$$

$$2) \text{BN}_g = 18^\circ; \text{BN}_m = 72^\circ; \text{BN}_p = 88^\circ; \text{отвечает } 38\% \text{ An} \\ (\text{альбитовый закон})$$

Замещенные участки плагиоклазов являются всегда альбитом и распределяются в разных зонах вкрапленника. Замещение имеет вид пронизывающих массу андезина веретенец альбита, следующих вдоль или поперек кристалла или в беспорядке; здесь же располагаются и вторичные продукты: серицит, эпидот, хлорит и тонкодисперсная зеленая слюдка.

Основная масса породы является микропйкилитовой; она состоит из неправильных, относительно крупных, оптически однородных ксеноморфных зерен кварца и переполняющих его микролитов плагиоклаза (судя по погасанию олигоклаза). Микролиты эти так же мутны, как и вкрапленники.

В базисе разбросаны скопления буровато-зеленой тонкодисперсной слюдки с небольшим количеством эпидота, магнетита, хлорита, рутила, иногда апатита. Скопления имеют часто весьма определенную форму, напоминающую срезы биотита и роговой обманки. По аналогии с описанными прежде формами этих скоплений в других гранитоидах можно принять их за бывшие амфибол и биотит. Вторичные продукты испещряют вообще весь фон породы и придают ей темную окраску, которой она довольно резко отличается от гранодиорит-порфиров.

Тип переходный к гранодиорит-порфирам (№ 156). Данный тип встречен на Южном Коунраде. Макроскопически порода более светлого цвета, нежели предыдущая, наиболее богата вкрапленниками полевых шпатов. Под микроскопом представляет собой микропйкилитовый базис из кварца, кислого плагиоклаза, ортоклаза и выделений олигоклаз-андезина, кварца и неизменной роговой обманки, аналогичной роговой обманке гранодиоритов. Биотита свежего не видно, но отдельные скопления хлорита с рутилом дают основание, по аналогии с прежними гра-

нитоидами, предполагать в них бывший биотит. Имеется магнетит, апатит, сфен и вторичные минералы: эпидот, хлорит, рутил.

Плагиоклазы также альбитизированы и замещены серицитом. По в общем порода имеет вид более свежий, нежели описанная выше. Того обилия эпидота и серицита, которое наблюдалось в предыдущем типе, здесь нет. В базисе рассеяно много мелкого первичного амфибола, который при беглом просмотре шлифа можно принять за вторичный продукт, за хлорит. Определения зонального вкрапленника дали следующие результаты:

- 1) ядро—в сечении \perp МР: погасание N_p с ближайшей спайностью $= + 14^\circ$
соответствует 32% An
 - 2) краевая часть — метод Бекке (преломление с кварцем) 15% An
 - 3) ядро $BN_g = 75^\circ$; $BN_m = 14^\circ$; $BN_p = 89^\circ$; $2V = 82^\circ$ 30% An
- (периклиновый закон)

Исследование микролитов полевых шпатов базиса показало, что одни из них относятся к олигоклазу № 15 до 20, другие же ксеноморфные зерна без двойников имеют малый угол оптических осей, отрицательный знак минерала. Микролиты относятся к калиевому полевому шпату, очевидно к ортоклазу.

Содержание главных компонентов в породе (в проц.):

Плагиоклаз	30
Кварц	20
Вторичные продукты	13.5
Щелочные полевые шпаты	32
Роговая обманка	4.5

Кроме описанных двух разновидностей, встречена еще одна разновидность кварцевых диорит-порфиров (№ 103), отличающаяся от предыдущих более афиновым видом и меньшим размером вкрапленников полевых шпатов. Она образует среди вторичных кварцитов дайкообразное тело мощностью в 10—15 м, вскрытое железнодорожным карьером между скв. 145 и 81. Порода эта под микроскопом принципиального отличия от первых двух не имеет. Подобно первой, она сильно испещрена вторичными продуктами. Отличается большим количеством хлорита, присутствием чистого вторичного роговикового кварца и более основным плагиоклазом-вкрапленником, сохранившимися участками среди остальной альбитизированной массы. Данные измерения этих свежих участков показали от 40 до 47% содержания An.

Химический анализ и магматическая формула кварцевых
диорит-порфиритов¹

	Обр. № 107, участок между скв. 77 и 125		Обр. № 103 из сев. части железнодо- рожной выемки между скв. 145 и 81	
	Весовые проц.	Молекул. эквив.	Весовые проц.	Молекул. эквив.
SiO ₂	67.30	1121	65.05	1084
TiO ₂	0.44	5	0.56	7
Al ₂ O ₃	16.90	166	16.94	166
Fe ₂ O ₃	1.93	12	1.84	11
FeO	1.69	24	2.98	41
MnO	0.17	2	0.20	3
CaO	3.05	54	3.57	63
MgO	1.24	31	2.80	70
K ₂ O	2.03	21	0.53	5
Na ₂ O	4.30	69	2.24	36
Потери при прокал.	0.83	—	1.98	—
Гигр. H ₂ O	0.60	—	0.77	—
S	0.03	—	0.02	—
B ₂ O ₃	0.06	—	—	—
Cu	0.04	—	0.10	—
Сумма	100.40	—	99.58	—
Объемн. вес	2.67	—	2.65	—
Уд. вес	2.68	—	2.70	—
Пористость	0.35 %	—	1.5 %	—

Формула по Заварицкому

A = 180	a = 12.12	A = 82	a = 5.48
C = 54	c = 3.63	C = 63	c = 4.21
B = 125	b = 8.41	B = 260	b = 17.41
S = 1126	s = 75.84	S = 1091	s = 72.70
Σ = 1485	Σ = 100 %	Σ = 1496	Σ = 100 %
Q = + 23.71		Q = + 30.63	

¹ Химический анализ произведен в лаборатории Ленинградского Горного института Д. Р. Енякеевым под руководством проф. П. Я. Сальдау.

Формула по Левинсон-Лессингу

$R_2O_3 = 178$ $RO = 109$ $R_2O = 80$ $SiO_2 = 1121$	$R_2O_3 = 177$ $RO = 174$ $R_2O = 41$ $SiO_2 = 1084$
} $\overline{RO} = 189$	} $\overline{RO} = 215$
$189 \overline{RO} \cdot 178 R_2O_3 \cdot 1121 SiO_2$	$215 \overline{RO} \cdot 177 R_2O_3 \cdot 1084 SiO_2$
или	или
$1.22 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 6.3 SiO_2$	$1.21 \overline{RO} R_2O_3 \cdot 6.12 SiO_2$
$\alpha = 3 \quad R_2O : RO = 0,82$	$\alpha = 2.9 \quad R_2O : RO = 0.23$
или	или
$R_2O : RO = 1 : 1.2$	$R_2O : RO = 1 : 4.3$

Коэффициенты и символы формул обр. № 107 довольно хорошо подходят к дацитовой магме, характеризующейся следующими значениями коэффициентов:

$$a = 13, \quad c = 4, \quad b = 8, \quad s = 75, \quad Q = +20,$$

отличаясь от наших коэффициентов менее чем на единицу. Таким образом мы можем считать, что описанная выше средняя разновидность (№ 107 и 156) действительно отвечает по химизму магме кварцевых диоритов.

Коэффициенты же и символы формулы обр. № 103, отступая от кварцевых диоритов, не укладываются в определенный средний тип. При незначительном содержании щелочей мы имеем в данной породе слишком высокое содержание SiO_2 , что и отмечалось под микроскопом по присутствию роговикового вторичного кварца. Порода видоизменена вторичными процессами, способствовавшими, очевидно, выносу щелочей и обогащению кремнекислотой.

С. ВТОРИЧНЫЕ КВАРЦИТЫ, ИЛИ ГИПОГЕННО-ИЗМЕНЕННЫЕ ПОРОДЫ

Вторичными кварцитами на Коунраде были названы М. П. Русаковым белые, плотные, кварцитоподобные породы, слагающие в основном весь массив.

Происхождение термина „вторичные кварциты“ уже достаточно освещено в литературе (9, 10, 13). Применение его практикуется в Казахской степи более 15 лет, а на Урале и Кавказе свыше 30 лет. Следует отметить, что подобный термин вообще и в частности по отношению к породам, аналогичным Коунраду, совершенно отсутствует в Америке; он мало известен в литературе и в практике других районов СССР, где заменяется более многословным термином описательного характера: окварцованные порфиры, окварцованные альбитофиры и т. п.

Первоначально на Коунраде была установлена всего одна категория вторичных кварцитов, происшедших из пород интрузии: аплитов, микрогранитов, гранит-порфиров и кварцевых монцитит-порфиров (21, стр. 18 и 19). При последующем изучении месторождения было выдвинуто предположение о наличии трех категорий вторичных кварцитов: 1) указанных выше, 2) из фельзитов дайки и 3) из песчаников-сланцев (2, стр. 14, 15). В дальнейшем уже было окончательно принято положение о наличии этих трех категорий вторичных кварцитов (25). В настоящее время, в результате изучения массива Коунрад, выяснилось, что так наз. вторичные кварциты (действительно представленные тремя категориями) происходят из следующих пород: 1) из гранодиорит-порфиров и кварцевых диорит-порфиринов, 2) из эффузивных порфиров и 3) из песчаников и сланцев.

Первые слагают центральную депрессионную часть массива — его ядро, вторые — всю повышенную часть и периферию и третьи располагаются в контакте песчаников с гранитами и гранодиорит-порфирами у северного и северо-восточного подножия горы, являясь, по существу, контактовыми роговиками. Наибольшее распространение, как это видно на карте, имеют вторые и наименьшее — третьи. Указанное распределение вторичных кварцитов строго отвечает их устойчивости эрозионным процессам, а также той схеме геологического строения, которая выдвинута мною еще в 1933 г. и доказана сейчас на ряде приведенных разрезов по скважинам и по многим другим признакам, о которых будет сказано ниже.

Вторичные кварциты на поверхности Коунрада макроскопически имеют следующие общие признаки: 1) светлый или белый кварцитовый облик, 2) присутствие лимонита, 3) наличие остаточной структуры.

Эти же породы в глубинной зоне постоянно обнаруживают в той или иной степени вкрапленность в среднем около 1—1.5% пирита (среднее арифметическое объемного содержания на основании многочисленных подсчетов в шлифах). Количество это повышено в пределах самого рудного участка и доходит в среднем до 1.5—2%. Сомнительным является наличие пирита в кварцитах из песчаников, залегающих в контакте с гранитом.

Таковы общие признаки вторичных кварцитов.

Некоторые авторы при описании вторичных кварцитов Казахской степи типа, аналогичного Коунраду, в числе характерных признаков включали: раздробление, брекчирование, рассланцевание. Данные признаки на вторичных кварцитах Коунрада, как характерные и обязательные для всех трех категорий, не имеют места, так же как и во многих других массивах Казахской степи, исследованных мною. Трециноватость, залеченная жилками кварца, на Коунраде проявлена лишь в одном типе, но она не имеет характера дробления и перетиранья. Существующее и до сих пор представление о вторичных квар-

цитах Казахской степи как о „грандиозных брекчиях раздробления“ является в большинстве случаев неверным и вызывает построение ошибочных тектонических схем. Опровержение этого взгляда мы уже видели на Семиз-Бугу (15), Бес-Чеку (13), а также, как будет видно из последующего изложения, и на Коунраде (14).

Необходимо остановиться на характеристике внешних отличий вторичных кварцитов Коунрада по каждому их типу. Между вторичными кварцитами из эффузивных порфиров и песчанико-сланцев существует общий признак в текстуре: и те и другие полосчатые. Этим признаком они резко отличаются от вторичных кварцитов из гранодиорит-порфиров, которые обнаруживают почти всегда ясную остаточную порфирированную текстуру с реликтами крупных кварцевых вкрапленников.

Полосчатость вторичных кварцитов из эффузивных порфиров интенсивнее, сложнее и прихотливее, нежели у кварцитов из песчаников. Кроме того, вторичные кварциты из эффузивных порфиров очень часто проявляют реликты кварцевых вкрапленников, сферолитов, литофиз и пузыристо-пемзовой текстуры.

Оба полосчатые типа вторичных кварцитов обладают значительной твердостью и плотностью, в особенности кварциты из эффузивных порфиров.

Вторичные же кварциты из гранодиорит-порфиров, наоборот, более мягкие и обладают значительной пористостью.

Специальные исследования нескольких типичных образцов вторичных кварцитов на определение пористости дали цифры табл. 10.

Таблица 10

	Вторичные кварциты из эффузивных порфиров	Вторичные кварциты из гранодиорит-порфиров
Истинный уд. вес (без пор)	2.74	2.67
Объемный уд. вес (с порами)	2.70	2.49
Прод. пористости	1.37	5.20

В обоих случаях взято среднее из анализа 5 образцов гипогенной зоны на разных участках массива. Анализы произведены в лаборатории технических испытаний ЦНИГРИ.

Таким образом вторичные кварциты из гранодиорит-порфиров обладают в среднем в несколько раз большей пористостью, чем кварциты из эффузивных порфиров.

Характерной внешней чертой, резко отличающей вторичные кварциты из гранодиорит-порфиров от прочих типов, является интенсивная,

сложная и тонкая трещиноватость их, вся залеченная жильным кварцем. Мощность этих жилок незначительная и измеряется долями миллиметра, миллиметрами и очень редко сантиметрами (фиг. 6 и табл. XIXa, b). Жильный кварц исключительно серого цвета.

Трещиноватость этого типа вторичных кварцитов отнюдь не является брекчированием породы, т. е. такой формой нарушения ее сплошности, когда имеется смещение отдельных обломков массы по отношению друг к другу. Это подтверждается под микроскопом на вкрапленниках кварца и контурах бывших полевых шпатов: кварцевые жилки, разрывающие их пополам, не сдвигают эти разорванные части относительно друг друга (фиг. 6).

Наличие жилок кварца во вторичных кварцитах из эффузивных порфиров нехарактерно и замечается лишь в непосредственном контакте с вторичными кварцитами из гранодиорит-порфиров. Интересно отметить, что в последних частота проявления кварцевых жилок постепенно уменьшается по мере приближения к свежим породам, и в неизмененных гранодиорит-порфирах они совершенно исчезают.

Реликтовая порфировидная текстура вторичных кварцитов из гранодиорит-порфиров подчеркивается, главным образом, не кварцевыми вкрапленниками, а прямоугольными контурами бывших плагиоклазов, целиком замещенных светлой или белой серицито-каолининовой плотной, иногда мучнистой и маркой, аморфной массой.

Помимо перечисленных отличий вторичных кварцитов из гранодиорит-порфиров от кварцитов из эффузивных порфиров, имеется еще одно, несколько скрытое от поверхностного взгляда, но весьма характерное отличие в трещинах сложной отдельности (фиг. 7), разбивающей породу.

Мною произведена была специальная обработка измерения трещин отдельности в стенках шурфов и шахт (замеры бригады инж. Шибакова) с целью выявить разницу в системе трещиноватости. После учета всего материала результаты были нанесены на круговые диаграммы, на которых отмечена по радиусам-азимутам, в соответствующем масштабе, частота проявления каждой трещины отдельности. Фиг. 8 иллюстрирует резкую разницу в характере распределения трещин отдельности в толще тех и других кварцитов (см. верхнюю диаграмму и нижнюю).

Таковы основные внешние признаки, отличающие одни вторичные кварциты от других.

Вторичные кварциты из гранодиорит-порфиров, как наиболее поддающиеся физико-химическому разрушению, в силу описанных свойств оказались в процессе выветривания (а также и по другим причинам) в более пониженных местах массива, нежели кварциты из эффузивных порфиров.

Рассматривая вторичные кварциты на поверхности и по скважинам, можно найти постепенные переходы их в свежие породы и совер-

именно точно установить между ними связь, а в шлифах под микроскопом — закономерность и характер происходящих изменений.

Общая геологическая карта месторождения, а также разрезы через рудное тело (табл. XXIII) указывают все эти пункты переходов.

В качестве наиболее яркого примера можно сослаться на следующие места:

1) для вторичных кварцитов из гранодиорит-порфиров: скв. 4 — глуб. 30—40—50 м; скв. 107 — глуб. 150—160—170 м; скв. 28 — глуб. 130—140 м; скв. 55 — глуб. 180—190—200 м;

2) для вторичных кварцитов из эффузивных порфиров — северное подножие Коунрада в 250 м к СЗ от главной вершины;

3) для вторичных кварцитов из песчаников: 4-й планшет — вытянутая меридионально сопка, рядом с гранитами.

Вторичные кварциты Коунрада, помимо чисто полевого исследования, изучены под микроскопом на огромнейшем шлифовом материале. Всего просмотрено свыше 2000 шлифов по буровым скважинам (до глуб. 300 м)

и 1500 шлифов по поверхностной съемке.

В этих исследованиях под микроскопом особое внимание было обращено на следующее:

- 1) выявление истинной минералогии кварцитов и
- 2) восстановление первичного характера породы по реликтовым структурам.

Минералы вторичных кварцитов

Прежде чем приступить непосредственно к существу данной темы, следует отметить,

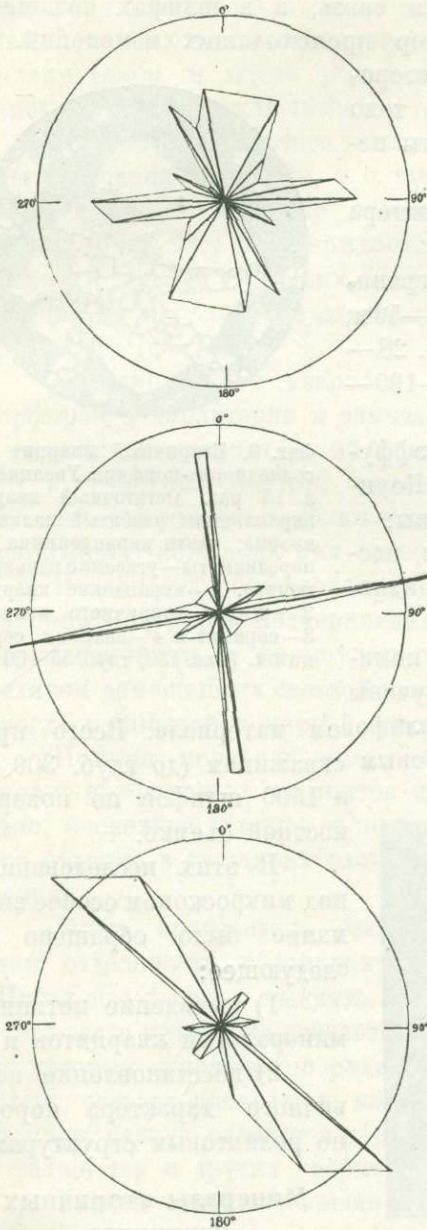


Фиг. 7. Вторичные кварциты. Картина плоскостей отдельности. Ж.-д. карьер в восточной части рудного поля. (Фот. Н. И. Наковника.)

что минералогии вторичных кварцитов Казахской степи и особенно других районов СССР уделялось слишком ничтожное внимание. До 1931 г. здесь применялся все один и тот же издавна заготовленный минералогический шаблон. По этой причине мы на



Фиг. 6. Вторичный кварцит из гранодиорит-порфира. Увеличено в 15 раз. Остаточный кварц-вкрапленник, разбитый жилками кварца; части вкрапленника не передвинуты — угасание одновременное. 1 — вкрапление кварца, 2 — жилки вторичного кварца, 3 — серицит и 4 — кварц с серицитом. (Скв. 130, глуб. 55—56 м.)



Фиг. 8. Диаграмма направлений и интенсивности трещин отдельных участков во вторичных кварцитах Коунрада. (Составил Н. И. Наковник.) Верхний и средний рисунки — трещиноватость во вторичных кварцитах из гранодиорит-порфиоров (шурф 13 (скв. 164) и шурф на месте скв. 7; нижний рисунок — трещиноватость во вторичных кварцитах из эффузивных порфиоров (шурф на месте скв. 24).

несколько лет запоздали с открытием в них андалузита, дюмортьерита и алунита не только как минералогических новинок, но более того — как значительных промышленных скоплений. Иллюстрацией этому служит пример с известным корундово-андалузитово-алунитовым месторождением Семиз-Бугу. До некоторой степени то же повторилось и для Коунрада, о чем недавно было сообщено в печати (11 и 14).

Прежде мы имели ошибочные представления также и в отношении генезиса этих пород. Совершенно естественно, что отсутствие сведений по минералогии их сопровождалось незнанием физико-химической сущности минерального тела, а потому, логически, мы не имели никакого основания претендовать на знакомство с его генезисом.

Нельзя, изучая минералогию породы вообще, а особенно породы метаморфизованной, ограничиваться лишь знакомством с минералами как таковыми. Совершенно необходимо помимо установления перечня минералов и их констант, установить следующее: 1) как часто проявляются тот или другой минерал, 2) в каком количестве, 3) какова форма его нахождения в породе, 4) каково его отношение к другим минералам, 5) каково пространственное размещение его в общей массе минерального тела и 6) каково отношение его к структурным, тектоническим и прочим элементам.

Таковы задачи, поставленные нами для разрешения. Данная глава очень мало касается минералов вторичных кварцитов из песчаников, так как они уже были описаны выше.

Минералы вторичных кварцитов Коунрада установлены точными микроскопическими методами, причем большинство их подтверждено рентгенометрическим анализом. Ориентировка оптической индикатрисы по отношению к кристаллографическим элементам определялась как на Федоровском столике, так и в сходящемся свете. Показатели преломления найдены иммерсионным методом в монохроматическом натровом свете при $\lambda = 590 \mu\mu$; измерение их производилось в прозрачных петрографических шлифах (не в порошке!), способом, разработанным мной еще в 1933 г.¹ Точность показателей, установленных этим способом,

Таблица 11

Распределение минералов во вторичных кварцитах Коунрада (первичная зона)

Остаточные (первичные минералы)	Минералы-новообразования		
	во вторичных кварцитах из гранодиорит-порфиров	во вторичных кварцитах из эффузивных порфиров	во вторичных кварцитах из песчаников
Кварц	Хлориты		
	Халцедон		
	Опал		
	Кварц	Кварц	Кварц
	Рутил	Рутил	Рутил
	Пирит	Пирит	Пирит (?)
	Серицит-мусковит	Серицит-мусковит	Серицит-мусковит
Циркон	Каолинит (отрицательный) ²	Каолинит (положительный)	
	Циркон	Циркон	
	Турмалин	Турмалин	
	Андалузит	Андалузит	Андалузит
		Корунд	
		Диаспор	
		Пирофиллит	
		Алунит	
		Барит	
		Дюмортьерит	
		Топаз	Топаз
		Ортоклаз	

¹ Н. И. Наковник. Иммерсионный метод в применении к прозрачным петрографическим шлифам. Горгеологонефтеиздат, Лгр., 1934.

² Встречается в зоне окисления.

равна пределу 0.003. Двупреломление определялось по разнице между измеренными N_g и N_p и непосредственно при помощи вращающегося кальцитового компенсатора Береке.

Почти все нижеперечисленные минералы являются вторичными или новообразованиями, и только два из них представляют собой остатки первичной породы. Все минералы вторичных кварцитов, за исключением сульфидов Fe и Cu, более или менее устойчивы в зоне окисления; последние же переходят в ней в гидроокисные соединения.

Для более наглядного представления о минеральном составе в целом а также содержании и распределении отдельных компонентов по категориям вторичных кварцитов приведена табл. 11, составленная по данным массового исследования шлифов.

Кроме указанных в табл. 11 минералов, в поверхностной зоне очень часто, на ряду с прочими рудными минералами зоны окисления, встречается ярозит.

В изложенном ниже описании отсутствуют все рудные компоненты за исключением пирита, являющегося одним из главных породообразующих минералов породы.

Кварц

Кварц является постоянным и наиболее обильным компонентом в составе породы. Среднее содержание его равно 50%, причем во вторичных кварцитах, происшедших из гранодиорит-порфиров, оно ниже (40%), а в кварцитах из эффузивных порфиров — выше (60%). Это хорошо видно на составленных мною диаграммах петрографического анализа скважин: кривая кварца в зоне кварцитов из эффузивных порфиров резко повышается (табл. XXIII). Ту же картину дают и кривые Глаголева-Готмана (1), составленные на основании более детальных пометражных исследований шлифов. Различаются два рода кварца: первичный или остаточный и вторичный.

Первичный кварц встречается в двух формах: 1) кварц-вкрапленник и 2) кварц базиса. Обе формы представляют остатки первичной породы.

Кварц-вкрапленник является наиболее крупным компонентом породы и, как вкрапленник, хорошо определяется своей резко идиоморфной, часто округлой („оплавленной“) формой с характерными заливами и бухточками. Кварц-вкрапленник бывших гранодиорит-порфиров (фиг. 6) значительно крупнее кварца-вкрапленника бывших эффузивных порфиров (табл. XVIIIa). Размеры первого от 0.2 до 6 мм (в среднем — 2 мм), размеры второго от 0.1 мм (в среднем 0.5 мм). Для первого характерна округлая форма, для второго идиоморфная, с хорошо выраженными шестиугольниками изотропных разрезов или ромбиками сечений, параллельных оптической оси. Иногда встречается реликтовый кварц, обломочной формы, с резкими заостренными и серповидными углами, эта форма говорит о первичном лаво-брекчиевом его происхождении

(табл. XVIIIb). Кварц-вкрапленник бывших гранодиорит-порфиров имеет пятнистое облачное погасание, тогда как кварц-вкрапленник бывших эффузивных порфиров неравномерности в погасании не обнаруживает.

Остаточный кварц базиса породы проявляется и распознается под микроскопом только во вторичных кварцитах, происшедших из гранодиорит-порфиров. Кварц же базиса бывших эффузивных порфиров под микроскопом не улавливается совершенно, и никаких признаков для его отличия от вторичного кварца, измененной породы, не может быть указано. Это понятно, так как эффузивные порфиры обладали в общем фельзитовой, микрофельзитовой и даже стекловатой структурой основной массы, в которой кварц вместе с щелочными полевыми шпатами был не индивидуализирован или индивидуализирован в форме мельчайших микролитов. В этих породах, очевидно, первичный кварц базиса в общем изменении основной массы раскристаллизовался и смешивался с массой новообразовавшегося вторичного кварца. Остаточный кварц базиса гранодиорит-порфиров мелкий; средние размеры = 0.02—0.08 мм. Формы его обычные для кварца основной массы гранит-порфиров (табл. XXa, b).

Вторичный кварц. Наблюдаются четыре формы нахождения вторичного кварца: 1) жильная, 2) агрегатные скопления, 3) смеси с серицитом и 4) прорастания с серицитом.

Жильная форма является наиболее четкой формой проявления вторичного кварца и подтверждает вторичность его происхождения. Жилы в исключительных случаях имеют толщину 5—10 см; обычно они измеряются миллиметрами и долями миллиметра. Величина зерен кварца в среднем 0.15 мм. Очень редко эта величина доходит до 2—3 мм. Форма зерен роговиково-зубчатая с переходом в торцовую; иногда наблюдается резкая вытянутость их перпендикулярно к стенкам жилок (табл. IXc). Гребенчатые структуры встречаются как исключения.

Жильный кварц вторичных кварцитов, происшедших из эффузивных порфиров, зачастую представляет жилки, повторяющие флюидальную полосчатость лав; образование их обусловлено этой первичной структурной особенностью. Вторичный кварц в таких „согласных“ жилках-прослойках (табл. VIb) наблюдается в трех формах: роговиково-зубчатой, роговиково-графической и вытянутой. Наиболее интересной является последняя форма, встречаемая в полигональных скоплениях сферического вторичного кварца. Эта форма кварца представляет цепь вытянутых вдоль реликтовой флюидальности „обрубков“, погасание каждого такого „обрубка“ строго одновременно с рассекаемым им зерном вторичного кварца (табл. VIIa). Длина их от 0.1 до 1.5 мм. Эта форма кварца наблюдается также в жилках не „согласных“ и секущих полосчатость, причем эффект одновременного погасания с окружающими зернами тот же. Все эти признаки свидетельствуют о том, что такой

вытянутый кварц образовался одновременно с прочими зернами вторичного кварца базиса.

Роговиково-графический вторичный кварц встречается в „согласных“ жилках относительно крупными зернами (0.15—0.3 мм) (табл. VIb). Контуры этого кварца характеризуются прямыми и ломаными линиями, тогда как роговиково-зубчатый кварц отличается изгибающимися линиями. Все три формы вторичного кварца „согласных“ жилков имеют переходы и связываются друг с другом общностью условий образования. Эти формы кварца под микроскопом отличаются от всех прочих наибольшей чистотой и отсутствием неравномерного погасания.

Жильный кварц ассоциируется вместе с пиритом, халькопиритом и прочими сульфидами, а также с серицитом, андалузитом, пирофиллитом и некоторыми другими вторичными минералами. Он обычно запылен посторонними, преломляющими резко ниже его, включениями, определить которые не представилось возможным (опал?); кроме того, в нем встречаются включения пирита, серицита и андалузита. При внимательном рассмотрении под микроскопом жильный кварц, за исключением примеров, приведенных выше, как правило, обнаруживает волнистое и облачное погасание. Очень часто главные жилы кварца дают целый ряд мельчайших выклинивающихся веточек; под микроскопом в соответствующих срезах это дает картину пятнистых, разобщенных агрегатов, составляющих переход к следующей форме вторичного кварца — агрегатным скоплениям.

Агрегатные скопления вторичного кварца в породе — обычное явление. Формы зерен аналогичны описанным выше, средняя величина их ниже 0.15 мм, но в измененных эффузивных порфирах они крупнее. Изолированность агрегатов, представляющих нередко скопление из 3—4 зерен, ксеноморфность, малая величина зерен — все это сильно сближает общий облик вторичного кварца с остаточным кварцем базиса бывших гранодиорит-порфиров; в этих случаях иногда невозможно бывает установить под микроскопом, с каким генетическим видом кварца мы имеем дело: с первичным или вторичным. Очень часто агрегатные скопления вторичного кварца не имеют никакой связи с трещиноватостью (табл. VIIIb и VIIIa) и образованы очевидно:

1) при перекристаллизации аморфных, стекловатых или микрофелзитовых участков породы, уже первично обогащенных микролитами кварца;

2) при кристаллизации в полых сферолитах или литофизах SiO_2 , мигрировавшей туда в начальном процессе изменения лав.

Описанные агрегатные скопления кварца дают формы, отличные от скоплений вторичного кварца в измененных гранодиорит-порфирах. Характерными чертами первых являются крупность зерен, роговиково-зубчатые формы их, а иногда удлиненность, перпендикулярная краям агрегата, что производит впечатление лучистого расположения. Иногда

в таких агрегатных скоплениях хорошо заметна реликтовая и перлитовая структура или структура литофиз (табл. XVIIIб, с; VIIIа и XIVа).

Смесь с серицитом. Вторичный кварц в смеси с серицитом встречается в двух формах: в скрытой и видимой.

Скрытый (невидимый под микроскопом) вторичный кварц тесно перемешан с войлоком (sericite felt) мельчайших серицитовых или каолиновых чешуек и представляет собой однообразную белую, то плотную, то мучнистую массу, выполняющую бывшие полевые шпаты.¹ Он открыт мною рентгенометрически, при лабораторном исследовании минералов. Эта форма вторичного кварца устанавливается впервые для вторичных кварцитов и впервые вообще для псевдоморфоз по полевым шпатам. Ее я предполагал еще в 1933 г.,¹ обосновывая свою концепцию о генезисе вторичных кварцитов. Для установления этого кварца мной было отобрано 5 наиболее типичных и ясных псевдоморфоз серицита и каолинита в различных образцах вторичных кварцитов из гранодиорит-порфиров первичной зоны.

Белая мучнистая масса была осторожно выцарапана стальной иглой и составила материал для рентгенометрического снимка. Все 5 дебаегграмм показали присутствие вместе с серицитом и каолинитом кристаллического кварца в заметном количестве. Анализы выполнены в рентгенометрической лаборатории ЦНИГРИ научными сотрудниками П. А. Ковалевым и Е. Ф. Алексеевой. Это скрытая форма вторичного кварца обнаружена пока в измененных гранодиорит-порфирах. Она, очевидно, присутствует также и в измененных эффузивных порфирах, но доказать ее в виду технических затруднений, связанных с извлечением потребной для анализа массы, очень трудно.

Ниже приведена табл. 17 — сводка рентгенометрического анализа, в которой указаны соответствующие результаты на исследование скрытого кварца.




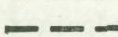





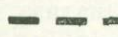

Очень редко, как, например, в скв. 100, 28, 164, а также в „периферических“ скважинах, где серицит псевдоморфоз относительно крупный, видны роговико-зубчатые „запутанные“ в серицитовом войлоке зернышки вторичного кварца (табл. IXе, шлиф 0.00—2.00 и 99.54—100.20, скв. 100). Создается впечатление, что индивидуализация и рост скрытого вторичного кварца в серицитовом агрегате идут параллельно росту серицита. При тонкодисперсном сериците он незаметен, при крупных размерах серицита вторичный кварц различим. Следует упомянуть также о вторичном кварце, встречающемся вместе с рутилом, серицитом, хлоритом и пиритом на фоне измененных биотитов.

Вторичный кварц в прорастаниях с серицитом. Данная форма встречается лишь во вторичных кварцитах, происшедших




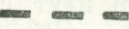
¹ См. статью „Коунрад и его вторичные кварциты“, „Проблемы сов. геологии“ № 4, 1934.

Таблица 12

Проявление различных форм первичного и вторичного кварца во вторичных кварцитах Коунрада

Формы кварца	Во вторичных кварцитах	
	происшедших из гранодиорит-порфиров	происшедших из эффузивных порфиров
Первичный кварц:		
1) вкрапленник.....		
2) базиса.....		
3) пойкилитовые прорастания.....		
Вторичный кварц:		
1) жильный.....		
2) агрегатные скопления.....		
3) Смеси с серицитом:		
скрытый.....		
видимый.....		
4) прорастания с серицитом.....		

Условные обозначения:

-  весьма распространенный
-  распространенный,
-  мало распространенный,
-  редкий

из эффузивных порфиров порядка витрофиров или обсидианов. Под микроскопом эта форма вторичного кварца представляет собой сферические или сдавленные сферические зерна, чаще всего тесно сомкнутые друг с другом в полигональный, реже роговиковый агрегат (табл. VIIa). При беглом просмотре шлифа с подобными агрегатами кварца совершенно не распознается вследствие своей оригинальной формы и густой испещренности серицитом. Но достаточно присмотреться внимательно и установить коноскоп на одно из черных зерен, как в поле зре-

ния сейчас же виден нераспадающийся одноосный крест. При наложении гипсовой пластинки наблюдается цветное окрашивание, соответствующее положительному знаку минерала. Четкость фигуры и окрашивания слабее, нежели в нормальном чистом кварце. Как правило, полигональный агрегат сферических зерен вторичного кварца имеет полосчатое строение, отражающее первичную флюидалность лавовой массы. При внимательном исследовании под микроскопом данная форма кварца обнаруживает всегда неравномерное погасание. Величина зерен колеблется от 0.05 м до 0.8 мм (в среднем 0.15 мм).

Кроме перечисленных выше форм нахождения первичного и вторичного кварца, среди серицито-каолинитовой массы, выполняющей бывшие полевые шпаты, наблюдается еще особый кварц. Он очень напоминает кварц пойкилитовых прорастаний свежих полевых шпатов гранодиорит-порфиров.

Для более ясного представления о распространении и проявлении разных форм кварца приводится табл. 12.

Опал и халцедон

Опал и халцедон являются минералами мало распространенными во вторичных кварцитах Коунрада. Они встречаются не только в зоне окисления и выветривания, как следовало бы этого ожидать, но также и в зоне гипогенной — первичных руд. Халцедон, как хорошо индивидуализированный минерал, встречен в шлифах всего лишь один раз; в других случаях он виден неясно, и надо полагать, что развитие его значительно шире, чем это наблюдается под микроскопом.

Опал гипогенной зоны встречается только лишь во вторичных кварцитах из гранодиорит-порфиров и является для них характерным минералом. Как правило, опал локализуется в зоне, переходной к свежим породам (скв. 4, 28, 57, 70, 108, 111, 119, 206). Эта локализация хорошо иллюстрируется таблицами петрографических разрезов по скважинам.

Содержание опала в породе небольшое и редко достигает до 30%. Установлены следующие формы нахождения опала во вторичных кварцитах: 1) скопления-псевдоморфозы по полевым шпатам и биотиту; 2) рассеянные зерна; 3) жилки.

Скопления-псевдоморфозы являются наиболее распространенной формой нахождения опала. Он образует — вместе с серицитом, отчасти каолинитом, вторичным кварцем — скопления, приобретающие иногда чрезвычайно правильные формы, аналогичные срезам полевых шпатов и биотита (табл. XVIII d). На ряде образцов, переходных к свежим породам, можно с несомненностью установить тесную „органическую“ связь этих псевдоморфоз с первичными минералами. Но чаще всего псевдоморфозы опала с серицитом, подобно псевдоморфозам других

минералов во вторичных кварцитах, имеют неправильные контуры, кажутся пятнами и для глаза поверхностного наблюдателя представляются „случайными“ скоплениями. К числу таких случайных скоплений следует отнести рассеянные в базисе зерна опала, являющиеся по существу псевдоморфозами его (с серицитом) по мелким зернам и микролитам полевых шпатов, первичного базиса гранодиорит-порфиров.

Жилки опала довольно редки; он наблюдается здесь вместе со вторичным кварцем и халцедоном; опал образует характерные коллоидальные каемки и цементирует кварц.

При беглом просмотре шлифов по скважинам опал можно легко принять за флюорит. Но при внимательном наблюдении оказывается, что при сходном рельефе в минерале отсутствует спайность. Далее наблюдатель открывает, что формы минерала неправильные, коллоидальные, заключающиеся в чередовании ряда прихотливо изогнутых коллоидальных каемок, состоящих или из совершенно изотропного вещества, или из слегка двупреломляющих лучистых пластинок с положительным удлинением. В одном случае (скв. 206) нам удалось установить, что эти двупреломляющие каемки являются халцедоном с преломлением несколько ниже канадского бальзама. При иммерзионном исследовании опала (шлиховая лаборатория ЦНИГРИ,—М. Н. Чуева) оказалось, что некоторые зерна его дают преломление 1.460, другие—варирующий показатель, достигающий 1.515. Последнее указывает на присутствие в опаловом агрегате несколько переходных к халцедону аморфных кристаллических разновидностей SiO_2 , с разным содержанием воды. В нескольких случаях произведено было растворение опаловых агрегатов в едкой щелочи; агрегат растворился полностью. Таким образом не подлежит никакому сомнению наличие опала.

Р у т и л

Таким же постоянным как кварц, но зато значительно меньшим по содержанию компонентом во вторичных кварцитах является рутил. Величина зерен его колеблется от мельчайших размеров (пыль) до 0.1—0.2 мм максимально, а в среднем равна 0.01—0.005 мм. Содержание рутила в породе весьма не велико: около 1% и редко доходит до 2%. Он резко идиоморфен по отношению ко всем минералам вторичных кварцитов. Наблюдаются три формы рутила: сетчатая (сагенит), волосовидная и зернистая.

Сетчатая форма присуща лишь вторичным кварцитам, происшедшим из эффузивных порфиров, тогда как волосовидная—вторичным кварцитам, происшедшим из гранодиорит-порфиров. Зернистая форма наблюдается в обоих типах кварцитов.

Зернистый рутил встречается как отдельными зернами, так и в скоплениях, приуроченных обычно к агрегатам андалузита и вторич-

ного кварца. В полосчатых вторичных кварцитах рутил ориентируется по полосчатости. Скопления зернистого рутила образуют часто вместе с сетчатым или волосовидным рутилом, а также с кварцем, серицитом и пиритом правильные фигуры, интерпретирующиеся как псевдоморфозы замещения темноцветных компонентов (табл. VIIIb, с). В этих псевдоморфозах волосовидный и сетчатый рутил совместно не встречаются.

При беглом просмотре шлифов рутиловые зерна кажутся непрозрачными, проявляющими себя как рутил лишь при большом увеличении, а еще лучше при введении дополнительно линзы Лазо; тогда они просвечивают зеленовато-оранжевым цветом, а в скрещенных николях обнаруживают неясные светлые интерференционные цвета высших порядков.

Сетчатый рутил, или сагенит, представляет собой систему пересекающихся под острыми углами иголок, составляющих вместе с другими вторичными образованиями псевдоморфозу по темноцветному минералу.

Волосовидный рутил наблюдается исключительно в скоплениях в бывших гранодиорит-порфирах и хорошо устанавливается под микроскопом по формам срезов (табл. VIIIb), а также путем просмотра ряда образцов, переходных к свежим породам. В проходящем свете волосовидный рутил представляет собой параллельно вытянутые, то сгущенные, то разреженные пучки прямолинейных или волнистых черных нитей; при сильном увеличении и с линзой Лазо видно, что каждая такая нить представляет цепь окрашенных в буроватый цвет иголок, призмочек, обнаруживающих в скрещенных николях прямое погасание. Интерференционные цвета этих тончайших зерен пониженные: розовые и зеленоватые 3-го порядка. Плеохроичная буроватая окраска по N_g сильнее, нежели по N_p . Удлинение иголок положительное. В некоторых удлиненных и широких срезах иногда можно видеть параллельную спайность. Пересекающейся призматической спайности, а также коноскопических фигур в поперечных срезах рассмотреть не удастся вследствие мельчайшего размера зерен.

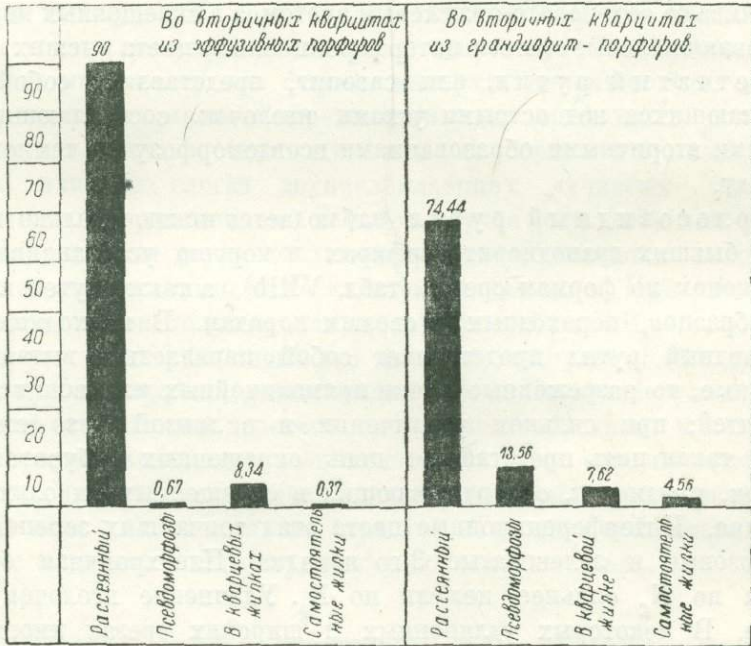
Помимо тщательного микроскопического изучения рутил был выделен из породы тяжелыми жидкостями и подвергнут рентгенометрическому исследованию. Дебаграммы двух проб (табл. 17) дали полное подтверждение рутила и уничтожили всякие попытки отнести описанный минерал к оптически-сходным с ним минералам из групп танталатов и колумбатов, как, например, колумбит, фергусонит и пр. Эталоном при анализе служил рутил из музея ЦНИГРИ.

Пирит

Пирит описывается здесь вместе с нерудными минералами вследствие того, что он является постоянным и характерным компонентом вторичных кварцитов.

Пирит развит приблизительно одинаково в обоих главных типах вторичных кварцитов, с некоторым превосходством в количестве во вторичных кварцитах, происшедших из гранодиорит-порфиров. Замечено, что чем больше первичная порода содержит темноцветных компонентов, тем более в измененной породе заключается пирита. Если наблюдать по скважинам содержание его в шлифах, то хорошо заметно уменьшение по мере приближения к свежим неизмененным породам: в них пирит встречается редко и обычно восполняется магнетитом.

Таблица 13



Среднее содержание пирита в породе 1,7%. В редких случаях оно доходит до 10% (скв. 99—глуб. 130 м и скв. 53—глуб. 70 м). Величина зерен пирита колеблется от сотых и тысячных долей до 3—4 мм максимально; средние размеры равны 0,05—0,1 мм. Наиболее крупный пирит, как правило, встречается во вторичных кварцитах из эффузивных порфиров в контакте их со вторичными кварцитами из гранодиорит-порфиров.

Подмечены четыре кристаллографические формы пирита: куб, тетраэдр, пентагональный додекаэдр и октаэдр. Кубический пирит и тетраэдр встречаются, главным образом, в кварцитах из гранодиорит-порфиров, третья же и четвертая форма развиты исключительно в кварцитах на месте эффузивных порфиров и приурочены к контактовой полосе обоих типов кварцитов.

Эта закономерность установлена при массовом микроскопическом анализе прозрачных шлифов и штуфов.

Правильные идиоморфные очертания пирита под микроскопом наблюдаются не часто. Преобладают зерна неправильные и вообще ксеноморфные.

Пирит главным образом встречается в рассеянном виде, а также в скоплениях и реже всего в жилках. Табл. 13 иллюстрирует объемные количества пирита в разных формах его нахождения в процентах от всего пирита в породе. Диаграмма составлена на основании статистического подсчета пирита в ряде шлифов.

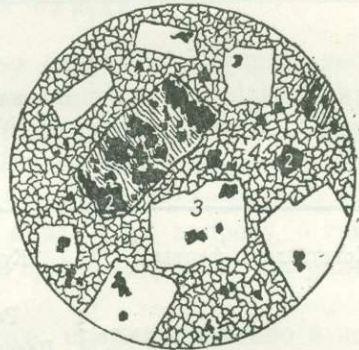
Рассеянный пирит представляет собой вкрапленность зерен в основной массе породы, не имеет видимой связи с жилками кварца и часто обнаруживает четкую идиоморфность, особенно в андалузитовом типе вторичных кварцитов, а также в серицитовом на фоне серицитового войлока. Как правило, в андалузитовых вторичных кварцитах отдельные зерна пирита всегда окружены удлинеными листочками пирофиллита (табл. IXa и Xd); эти листочки изгибаются около зерна, повторяя его форму, и производят впечатление образования или одновременного с пиритом или более молодого. Вна-

чале эти листочки принимались за мусковит, но специальные исследования показали, что они являются пирофиллитом (стр. 89).

Скопления пирита приурочены обычно к скоплениям богатоглиноземных минералов (андалузит, корунд, диаспор) или к бывшим темноцветным компонентам первичной породы; в последнем случае пирит вместе с хлоритом, серицитом, кварцем и рутилом составляет псевдоморфозу. Связь этих псевдоморфоз с биотитом выясняется из микроскопического анализа, а также по штуфам мало измененных пород, где хорошо видна концентрация его на темном фоне биотитовых вкрапленников (табл. VIIIb, с; фиг. 9). Очень интересны скопления пирита в виде венчика около вкрапленников кварца.

В тесном пирито-андалузитовом агрегате пирит всегда ксеноморфен и цементирует андалузит и даже включает его в себя (табл. IXb). Также ксеноморфен пирит и по отношению к корунду и диаспору.

Жильный пирит встречается в двух формах: самостоятельными жилками и в жилках кварца, андалузита, пирофиллита и прочих минералов. Самостоятельные жилки пирита представляют собою полиэдрические или неправильные скопления зерен в микротрещинках,



Фиг. 9. Вторичный кварцит из гранодиорит-порфира. Характер распределения пирита. 1—биотит, 2—пирит, 3—серицитизированные вкрапленники плагиоклаза и 4—базис из кварца с серицитом. (Скв. 70, глуб. 176—177 м.) Увеличено в 15 раз.

секущих породу в разных направлениях. Очень редко эти самостоятельные жилки имеют толщину в 1—2 см. Пирит в жилках кварца располагается обычно в центре жилок, а не в зальбандах (табл. IXc). Для общей ясности сказанного о пирите — его формах, величине, содержании в породе и отношениях к ней — приводится ниже табл. 14.

Таблица 14

Сводка данных о формах пирита, содержании и распространении его во вторичных кварцитах

Данные	Вторичные кварциты из гранодиорит-порфиров	Вторичные кварциты из эффузивных порфиров	
		андалузитовый тип (вблизи контакта с гранодиорит-порфирами)	серпичитовый тип (вдали от контакта)
Кристаллогр. формы . . .	Куб, тетраэдр	Пентагон, додзакэдр и октаэдр	Пентагон, додзакэдр и куб
Формы нахождения . . .	Рассеянный	Рассеянный	Рассеянный
	Псевдоморфозы по биотиту	Скопления	Скопления
	Самостоятельные жилки и кварцевые жилки	Жилки	Жилки
Содержание	Около 1.5%	Менее 1.5%	Менее 1%
Средн. размеры	0.05—0.1 мм	0.5 мм	0.1 мм

Помимо описанного исследования пирита было произведено еще специальное определение в нем редких металлов вследствие обнаружения в кварцитах Sn и Mo в количествах до 0.01%. Было сделано 2 анализа чистого пиритового концентрата, весом в 25 г, выделенного из раздробленной породы тяжелыми жидкостями. Результаты анализов даны в табл. 15.

Таблица 15

№ пробы	Местонахождение	Порода	Аналитик	Результаты
7	скв. 48	Полосчатый андалузитовый вторичный кварцит	Геохим. лаборатория ЦНИГРИ Л. И. Зимины	} Sn нет W нет
	глубина 98.3—99.5 м			
40	скв. 99	То же	То же Л. И. Зимины Е. В. Донская	} Sn следы W нет Mo следы Bi нет
	глубина 137 м			

Таким образом пирит вмещающих вторичных кварцитов практически не имеет редких металлов и включает Sn и Mo в количествах, имеющих лишь один геохимический интерес.

Характеристика пирита по вторичным зонам, его замещения гидроокисными минералами, а также взаимоотношения с прочими сульфидами составляют предмет отдельной специальной работы о рудных минералах И. А. Тараяна.

Светлая калиевая слюда

Необходимо отметить, что во вторичных кварцитах Коунрада тесно столкнулись два кристаллооптически-сходные минерала: мусковит и пирофиллит. Оба они представлены мелкими пластинками, определяемыми под микроскопом обычно как серицит. Первый является постоянным компонентом, второй весьма частым. Специальные исследования (микроскопия, рентгенометрия и химический анализ) по вопросу о связи пирофиллита и мусковита с тем или иным видом вторичных кварцитов привели к следующим выводам:

1. Светлая калиевая слюда встречается преимущественно в виде мельчайших чешуек, именуемых серицитом, и отчасти в более крупных пластинках, называемых мусковитом. Первая разновидность присуща всем вторичным кварцитам, главным образом гранодиоритовому типу, вторая—исключительно полосчатым кварцитам.

2. Пирофиллит установлен только во вторичных кварцитах из эффузивных порфиров и является вообще более крупным образованием, нежели серицит.

3. Пирофиллит во вторичных кварцитах гранодиорит-порфирового типа не обнаружен. Нахождение его в кварцитах из песчаников также сомнительно.

Таким образом во вторичных кварцитах, происшедших из эффузивных порфиров, мы имеем два различные, но внешне совершенно сходные минерала, уточнить которые в каждом отдельном случае можно, лишь определив угол оптических осей. У пирофиллита он равен $58-61^\circ$, у мусковита $38-42^\circ$.

Тесно облекающие (огibaющие) пиритовые зерна—пластинки „серицита“—всегда пирофиллит; крупный „серицит“, приуроченный к скоплениям diaspora, андалузита, корунда,—чаще всего также пирофиллит.

Среднее содержание серицит-мусковита во вторичных кварцитах равно 45%, причем в гранодиорит-порфировом типе оно выше: 50—55%; в кварцитах из эффузивных порфиров—ниже: 30—35%. Эта разница в содержании слюды в разных типах кварцитов хорошо наблюдается на диаграммах петрографического анализа скважин (табл. XXIII); кривая серицита при переходе из одного типа в другой резко изме-

няется. Такую же картину дают и диаграммы Глаголева-Готмана (1), составленные на основе более частого взятия образцов, чем у меня.

Серицит

Серицит во вторичных кварцитах встречается в следующих формах: 1) скопления-псевдоморфозы по вкрапленникам полевых шпатов; 2) пятнистые мелкие скопления в базисе породы; 3) жилки; 4) прорастания кварца.

Скопления-псевдоморфозы по вкрапленникам полевых шпатов, а также отчасти биотита являются постоянными во вторичных кварцитах гранодиорит-порфирового типа. Изредка они встречаются и в кварците из эффузивных порфиров. Скопление-псевдоморфоза представляет собой агрегат мельчайших серицитовых чешуек, выполняющих полевой шпат. Срезы этих псевдоморфоз в шлифе совершенно аналогичны срезам полевых шпатов неизменной породы (табл. IXe, d, Xe, XVb и XVIII d).

Пятнистые мелкие скопления серицита наблюдаются также в обоих главных типах вторичных кварцитов. Здесь надо различать более или менее равномерно рассеянные в шлифе и небольшие скопления, которыми изобилуют кварциты из гранодиорит-порфиров, и скопления характера широких пятен, полос, лент, иногда с разорванными краями, наблюдающиеся главным образом в кварцитах эффузивного типа. Первые скопления являются псевдоморфозами по полевым шпатам базиса гранодиорит-порфиров, вторые — „псевдоморфозами“ по обогащенным (табл. XVIIIa) ортоклазо-альбитовым веществам участкам стекловатых и микрофелъзитовых порфиров.

Жилки. Серицит очень редко образует самостоятельные прожилки; чаще всего он встречается в чужих жилках: кварцевых, андалузитовых, корундовых. Эта форма нахождения серицита в породе распространена весьма незначительно.

Прорастания кварца. Об этой форме серицита уже было упомянуто в главе о кварце (стр. 73 и 74). Она встречается в кварцитах, происшедших из стекловатых лав (планшет 5 и 6-й), и представляет собой густое и незакономерное прорастание всей массы полигональных зерен вторичного кварца мельчайшими пластинками серицита (табл. XVa и b). Размер их в среднем около 0.003 мм. Кроме того, встречаются еще прорастания серицитом первичного кварца-вкрапленников и отчасти первичного кварца базиса бывших гранодиорит-порфиров. Прорастание в этих случаях локализовано исключительно в периферической части кварцевых зерен или в пределах далеко заходящих в них заливок, бухточек и трещин первичного порядка. Здесь необходимо подчеркнуть, что внимательное изучение таких прорастаний не дает никаких оснований интерпретировать это явление как разъедание серицитом кварца и как замещение слюдой кварца.

Мусковит

Вторая морфологическая разновидность светлой слюды—мусковит встречается почти исключительно в кварцитах, происшедших из эффузивных порфиров и песчаников. Особенно характеризуются им вторичные кварциты Южного Коунрада. Максимальная величина пластинок мусковита 3 мм, средняя около 0.3 мм. Содержание мусковита в породе очень небольшое: 10—15%. Мусковит рассеян широкими пластинками среди вторичного кварца и является по отношению к нему, а также андалузиту, ксеноморфным.

Помимо мусковита, рассеянного в кварцитах, наблюдается еще „мусковит“ ленточный, как псевдоморфоза по биотиту. Он вытягивается вместе с рутилом по спайности, замещая пластинку за пластинкой весь биотит. Специальным исследованием этого „мусковита“ я не занимался; очень возможно, что он окажется тальком или пирофиллитом.

Под микроскопом серицит-мусковит в сечениях, параллельных плоскости оптических осей, обнаруживает зеленую и желтовато-синюю интерференционную окраску 3-го порядка. Неоднократные измерения величины $N_g - N_p$ по Береку дали колебания от 0.038 до 0.045. Эти же величины, измеренные непосредственно по показателям преломления, дают более узкий предел колебаний: 0.035—0.038.

N_g — измеренное в 6 случаях — равно в среднем 1.597; колебания — от 1.595 до 1.598;

N_m — не измерялось;

N_p — равно 1.561 (среднее из 6 случаев); колебания от 1.560 до 1.562.

$2V$ равно $37^{\circ}30'$ (среднее из 10 случаев); колебание от 35° до 39° .

Погасание N_g с С прямое или дает угол в 2° .

Микроскопическое исследование коснулось, главным образом, мусковита; серицит же, представленный мельчайшими чешуйками, не мог подвергнуться по техническим условиям подробному изучению под микроскопом. Этот недостаток в отношении серицита компенсирован рентгенометрическим и химическим анализами его.

Заканчивая описание серицита, необходимо отметить одну интересную разновидность его, окрашенную в зеленый цвет. Она встречается редко и замечена в окисленной зоне: скв. 111, 36, 21. Изредка эта разновидность наблюдается и в глубинной зоне (скв. 118, глуб. 140 м). Она приурочена исключительно к вторичным кварцитам из гранодиорит-порфиров. При внимательном исследовании под микроскопом с сильным объективом оказалось, что зеленоватая окраска серицита связана не с одним индивидуумом, а всегда с агрегатом наиболее мелких криптокристаллических чешуек; различить в отдельности каждую пластинку невозможно; следовательно, невозможно установить схему этого зеленого

„плеохроизма“. Более крупные и различные листочки теряют зеленую окраску и принимают желтоватый оттенок, не изменяющийся при повороте столика. Указываемая Глаголевым и Готманом (1, стр. 11) зеленоватая слюдка в скв. 41 (222 м) является, очевидно, той, о которой я здесь упоминаю. При всем напряжении зрения и внимания никакой меняющейся окраски в ней я не заметил. Иногда такая зеленоватая слюда концентрируется около зерен азурита и малахита и подчеркивает свою связь с ним. Окрашенный серицит часто бывает настолько мелок, что производит впечатление слабодвупреломляющей каолиновой массы, очевидно вследствие незначительной толщины пластинок и понижения интерференционной окраски.

Рентгенометрический и химический анализы серицит-мусковита произведены в 11 образцах, взятых из разных точек месторождения: 6 из глубинной зоны, 5—из окисленной. Слюдистое вещество для анализа выделялось из раздробленной породы тяжелыми жидкостями или выщарапывалось стальной иглой из псевдоморфоз по полевым шпатам. Предварительно все образцы были проверены под микроскопом. Химический анализ, вследствие нечистоты отделения серицит-мусковита, не удалось выполнить полностью. Проанализированы были лишь щелочи для выявления соотношения между ними. Последнее являлось совершенно необходимым для установления разницы между серицитом, выполняющим бывшие щелочные полевые шпаты базиса гранодиорит-порфиров, и серицитом, выполняющим кислые плагиоклазы-вкрапленники. Толчком к этому явились различные дебаграммы обоих типов серицита.

Оказалось, что величина $2a$, характеризующая линии отражения в первом случае, т. е. в сериците по калиевым полевым шпатам, меньше, нежели в случае серицита по плагиоклазам. Отсюда можно сделать вывод, что кристаллическая решетка серицита второго типа имеет меньшие параметры, нежели решетка серицита первого типа. Эталонном для сравнения служил мусковит из месторождения „Полярный круг“. Химический анализ обоих типов дал разницу в отношении щелочей: в серицитах по щелочным полевым шпатам Na_2O отсутствует или его очень мало, в серицитах же из плагиоклазов Na_2O составляет заметную часть, доходя до половины содержания K_2O (см. табл. 16 и 17).

Для проверки вывода о существовании двух различных по строению кристаллической решетки серицитов мною были даны еще два образца (пробы XX и XXIII) псевдоморфоз по плагиоклазам. Неожиданно оба дали противоречащие намечающемуся выводу данные: серицит оказался тождественным эталону нормального серицита. Анализ же щелочей одного из этих образцов (проба 59/XX) показал превосходящее K_2O содержание Na_2O . Таким образом вопрос о характере кристаллической решетки наших серицитов остается неясным и требует дополнительных исследований.

Ясно и несомненно следующее (табл. 16): серицит, выполняющий полевые шпаты базиса, является существенно калиевым, серицит же по полевым шпатам-вкрапленникам, т. е. по плагиоклазам,—калиево-натровым и даже существенно натровым. В последнем мы, согласно

Таблица 16

Сводка результатов химического анализа серицит-мусковита, замещающего полевые шпаты во вторичных кварцитах из гранодиорит-порфиров¹

	55/1	56/V	57/XXIV	58	59/XX
	(числитель — № пробы химич. анализа, знаменатель — № пробы рентгенометрич. анализа)				
K ₂ O	2.71	6.16	5.4	4.5	1.55
Na ₂ O	нет	0.10	1.6	2.0	1.78
CO ₂	—	—	—	—	нет
CaO	—	—	0.18	0.53	—
MgO	—	—	1.21	2.18	—
CuO	—	—	—	—	4.67

Примечание. 55/1—мусковит, выделенный тяжелыми жидкостями отдельной фракцией из массы андалузитового вторичного кварца, обр. № 10, планшет 15-й. Загрязнен сильно кварцем. 56/V—серицит, выделенный также отдельной фракцией из основной массы вторичного кварцита из гранодиорит-порфиров (обр. скв. 134, глуб. 120 м). Загрязнен кварцем. 57/XXIV—серицитовые псевдоморфозы по плагиоклазам-вкрапленникам бывших гранодиорит-порфиров (обр. скв. 19, глуб. 19.6 м). Загрязнен кварцем. 58—то же (обр. скв. 116, глуб. 240 м). Загрязнен кварцем. 59/XX—то же, но окрашенный в зеленый цвет (обр. 94, планшет 7-й).

химическому анализу, имеем (при отсутствии CO₂) некоторое количество CaO и значительное MgO. Наличие MgO в сериците частично можно было бы отнести, как это будет видно ниже (стр. 92 и 93), к хлориту (амезиту), тонко рассеянному среди серицита.

Химическое и рентгенометрическое исследования описанного выше окрашенного в зеленый цвет серицита дали очень интересные результаты. Для анализа, как и в предыдущих случаях, было выщарапано иглой предварительно проверенное под микроскопом зеленоватое серицито-каолинитоподобное вещество, выполняющее бывший плагиоклаз-вкрапленник (проба XX, см. табл. 16 и 17). Рентгенометрический снимок определил это вещество как тонкодисперсный мусковит, „распределенный в коллоидальном веществе“. Химический анализ обнаружил

¹ Анализ произведен в Геохимической лаборатории ЦНИГРИ. Аналитики: Б. М. Френкель, Е. А. Сверхинская и Ю. Н. Книпович.

Таблица 17

Общая сводка результатов рентгенометрического анализа минералов и минеральных агрегатов из вторичных кварцитов, а также каолинистых пород Коунрада. Выполнено в рентгенометрической лаборатории ЦНИГРИ в 1934—1935 гг.

№№ проб	№ образца и местонахождение	Характер породы	Характер пробы	Аналитик	Результаты (что обнаружено)
I	скв. 30 глуб. 87.4 м	Андалузитовый вторичный кварцит из эффузивных порфиров	Выделенная из породы серицитовая фракция, загрязненная андалузитом и другими минералами	Г. А. Ковалев	Мусковит, андалузит. Кроме того улавливаются ливинит и пиррофиллит
II	скв. 30 глуб. 87.4 м	То же	Выделенная из породы андалузитовая фракция, загрязненная другими минералами	Г. А. Ковалев	Андалузит Мусковит
III	То же	То же	Выделенная из породы тяжелая фракция, состоящая из корунда, диаспора и сульфидов с рутилом	Г. А. Ковалев	Корунд Андалузит Рутил Диаспор
IV	скв. 50 глуб. 64.1 м	То же, но обогащенный „мусковитом“ и диаспором	Выделенная из породы „мусковитовая“ фракция	Г. А. Ковалев	Пирофиллит
V	скв. 134 глуб. 120.7	Серицитовый-втор. кварцит из гранодиорит-порфира	Выделенная из породы серицитовая фракция	Г. А. Ковалев	Мусковит
VI	63 пл. 11 у электро-станции	Каолинизированный и притизированный гранодиорит-порфир	Псевдоморфоза каолинита по плагиоклазу-вкрапленнику	Г. А. Ковалев	Каолинит Кварц! Мусковит
VIII	64 пл. 11 у электро-станции	Каолинизированный и притизированный гранодиорит-порфир (каолинистый втор. кварцит)	Вся масса породы	Г. А. Ковалев	Каолинит Кварц
IX	48 шх. № 3 пл. 7-й	То же	Псевдоморфоза каолинит-серицита по плагиоклазу-вкрапленнику	Г. А. Ковалев	Каолинит Кварц! Мусковит
X	73 пл. 14	Каолинизируемый гранит	Белая масса, замещающая бывшие щелочные полевые шпаты	Г. А. Ковалев	Каолинит Кварц

Таблица 17 (продолжение)

№№ проб	№ образца и местонахождение породы	Характер породы	Характер пробы	Аналитик	Результаты (что обнаружено)
XI	159 пл. 12-й	Каолинизированный гранодиорит-порфир	То же	Е. Ф. Алексеева	Каолинит Кварц!
XII	скв. 50 глуб. 64.1 м	Андалузитовый вторичный кварцит из эффузивного порфира	Выделенная из породы тяжелая фракция, состоящая из пирита, диаспора, рутила	Г. А. Ковалев	Пирит Диафор Рутил
XIII	53 пл. 6-й	То же	То же—из андалузита. Загрязнена другими минералами	Г. А. Ковалев	Андалузит Мусковит
XIV	12 ^а пл. 15 Южный Коунрад	То же	То же	Г. А. Ковалев	Андалузит Мусковит
XIX	скв. 43 глуб. 114.5 м	То же	Выделенная из породы серицитовая фракция, загрязненная другими минералами	Е. Ф. Алексеева	Мусковит Пирофиллит
XX	94 пл. 7	Зеленоватый „каолинизированный“ гранодиорит-порфир, не поддающийся обогащению на Си (каолинизированный вторичный кварцит)	Зеленоватая псевдоморфоза „каолинит-серицита“ по вкрапленным плаггиоклазам, содержащая— 4.67% Си	Е. Ф. Алексеева	Серицит тонкодисперсный в смеси с коллоидальным веществом Кварц! Каолинита нет
XXII	скв. 130 глуб. 55.2 м	Серицито-каолинитовый втор. кварцит из гранодиорит-порфиров	Псевдоморфоза серицит-каолинита по вкрапленным плаггиоклазам	Е. Ф. Алексеева	Мусковит с меньшими параметрами кристаллич. решетки, нежели во всех предыдущих случаях Кварц! Каолинита нет
XXIV	скв. 19 глуб. 19.6 м	То же	То же	Е. Ф. Алексеева	То же
XXIII	скв. 130 глуб. 40.1 м	Каолинито-серицитовый втор. кварцит из гранодиорит-порфиров	Псевдоморфоза каолинит-серицита по вкрапленным плаггиоклазам	Е. Ф. Алексеева	Каолинит Галлоизит Мусковит Кварц!

4.67% меди и отсутствие CO_2 . Связывая все эти данные с замеченной в некоторых случаях концентрацией окрашенного „серицита“ около зерен азурита и малахита, приходим к следующему заключению:

1) зеленоватая окраска приурочена не к самому кристаллическому веществу „серицита“, а к агрегату его тонкодисперсных пластинок и распределена в мельчайших промежутках — субкапиллярах;

2) красящим веществом является, очевидно, какой-то силикат меди из группы хризоколлы, абсорбированной в аморфном виде серицитовым агрегатом. В табл. 17 дана полная сводка рентгенометрических исследований серицит-мусковита. В заключение необходимо добавить, что во всех случаях рентгенометрического анализа псевдоморфоз серицита установлен кристаллический кварц в заметном количестве, выразить которое в процентах от общей массы затруднительно.

Учитывая загрязненность анализируемого серицита кварцем приблизительно на $\frac{1}{4}$ — $\frac{1}{5}$ часть, надо считать приведенную выше сумму щелочей уменьшенной против действительной на 1—1.5%.

Обращаясь к литературе, мы находим некоторую аналогию с нашим серицитом (пр. № 59) серицита необычного состава (A sericite of unusual composition — Dorothy Rabeack Meyer — The American Mineralogist, № 5, 1935) из Pilot Knab Missouri, в котором, при преобладающем чуть ли не в 2 раза против K_2O содержании Na_2O , кристаллическая решетка тождественна решетке нормального калиевого серицита.

Автор статьи приходит в заключение, что „it (серицит) was derived from plagioclase or that the potash had been replaced by sodium. A mixture of albite and orthoclase might will been the original source material thus turnishing both the alkalies“. В нашем случае это заключение подтверждается всем изложенным выше.

Пир о ф и л л и т

При описании серицит-мусковита была дана в основном характеристика форм нахождения и условий встречаемости пиррофиллита во вторичных кварцитах. Необходимо напомнить, что при беглом просмотре шлифов пиррофиллит неотличим от серицит-мусковита, так как обладает сходными с ним кристаллооптическими признаками: преломлением, дву-преломлением, знаком удлинения, спайностью, погасанием. Резкое различие имеется лишь в угле оптических осей. Вследствие большого сходства обоих минералов, особенно в мелкочешуйчатых разностях, произвести массовый учет пиррофиллита по шлифам не удалось. Поэтому на составленных мною петрографических разрезах по скважинам присутствие пиррофиллита и количество его не показаны.

Все случаи рентгенометрического анализа слюдистого вещества вторичных кварцитов андалузитового типа дали заметное присутствие пиррофиллита. Анализы же серицитового вещества кварцитов из гранодиорит-порфиров ни в одном случае пиррофиллита не дали.

Таким образом есть основание полагать, что пирофиллит широко развит в кварцитах андалузитового типа, т. е. из эффузивных порфиров, и является для них характерным минералом.

Пирофиллит встречается в виде пластинок и лейст более крупных, нежели серицит. Средние размеры их 0.1 мм, максимальные—0.6 мм. Для пирофиллита установлены следующие формы нахождения во вторичных кварцитах: 1) каемки около пиритовых зерен; 2) скопления, приуроченные к диаспору, корунду и андалузиту; 3) жилки и 4) рассеянный.

Первая форма является наиболее интересным и наиболее определенным признаком пирофиллита. Она подмечена в андалузитовых вторичных кварцитах только для пирофиллита и отчасти для хлорита. Окаймление пирита пирофиллитом заключается в том, что каждое зерно пирита окружается тесно приросшими к нему длинными узкими пластинками пирофиллита, принимающими форму окруженного ими зерна: круглую, угловатую и пр. Иногда такая пластинка пирофиллита образует целый полукруг, изгибаясь и давая волнистое погасание вследствие деформации кристалла. Что пластинки пирофиллита врезаются в массу пирита, сохраняя свою идиоморфность. Все это производит впечатление образования пирофиллита после пирита и подчеркивает какую-то тесную генетическую связь двух резко противоположных по химизму минералов (табл. IXa и Xd).

Вторая форма является также распространенной. В скоплениях подчеркивается тенденция пирофиллита встречаться вместе с богато-глиноземистыми минералами. По отношению к ним, а также к кварцу, пирофиллит всегда ксеноморфен.

Третья форма встречается весьма редко, и распространение ее не изучено.

В сечениях, параллельных $N_g N_p$, пирофиллит имеет зеленую окраску 3-го порядка.

Двупреломление колеблется от 0.044 до 0.048.

N_g равно 1.598; $N_m = 1.586$ и $N_p = 1.554$.

$2V$ равно— 59° (среднее из нескольких десятков измерений); колебания от— 58 до— 61° . Погасание N_g со спайностью прямое. Удлинение положительное. Сечения пирофиллита с желтой интерференционной окраской дают в коноскопе четкую фигуру двусосного креста, распадающегося при повороте столика на две выходящие (почти) из поля зрения ветки гиперболы. Сходные же сечения мусковита дают иной эффект: крест распадается на ветки, мало расходящиеся от центра.

Рентгенометрические исследования пирофиллита произведены во многих случаях. При всяком анализе серицитового вещества аналитикам предложено было внимательно следить за линиями пирофиллита на дебаеграммах. Эталонном для сравнения служил пирофиллит из коллекции А. А. Смирнова из Березовского рудника на Урале. Выше, в табл. 17, приведены главные случаи анализа и их результаты.

Химический анализ пиррофиллита не производился вследствие невозможности выделения его в чистом виде из породы.

Каолинит

Каолинит, в сравнении с серицит-мусковитом, является минералом мало распространенным; он характерен больше для вторичных кварцитов из гранодиорит-порфиров. Во вторичных кварцитах из эффузивных порфиров он встречается весьма редко и притом другого характера.

Каолинит развит микро-и криптокристаллическими пластинками, исключительно в скоплениях, иногда вместе с серицитом; последний в тонкодисперсных пластинках часто не отличим под микроскопом от каолинита вследствие пониженной интерференционной окраски. По причине такого сходства отдельные скопления серицита могли при массовом петрографическом анализе образцов быть принятыми за каолинит. Это доказано рентгенометрическим исследованием в двух пробах (пробы XX, XXII и XXIV, табл. 17). Несомненно, однако, что каолинит во вторичных кварцитах развит несравненно меньше, нежели серицит. Максимальные размеры пластинок каолинита 0.07 мм, причем наиболее крупный каолинит встречен в кварцитах из эффузивных порфиров. Среднее содержание каолинита в породе не велико, но иногда оно доходит до 50%.

Каолинит наблюдается в характерных для него формах срезов: широкие столбики с поперечной к удлинению, слегка изгибающейся, спайностью, или ромбики без спайности, параллельные безопинакнду.

Формы нахождения каолинита следующие: 1) псевдоморфозы-скопления по полевым шпатам; 2) пятнистые скопления; 3) жилки.

Псевдоморфозы по полевым шпатам являются наиболее распространенной формой нахождения каолинита. Она наблюдается исключительно во вторичных кварцитах из гранодиорит-порфиров. В псевдоморфозах каолинит, как правило, ассоциирует вместе с серицитом, то присутствуя в одинаковых количествах с ним, то почти вытесняя друг друга. Псевдоморфозы очень четки, и путем постепенного перехода к свежим породам можно установить их связь с полевыми шпатами (табл. XXa). Вместе с каолинитом в псевдоморфозах всегда присутствует „скрытый“ вторичный кварц, улавливаемый рентгенометрическим анализом в заметном количестве.

Пятнистые скопления каолинита приурочены обычно к основному фонду породы и являются псевдоморфозами по полевошпатовой массе первичного базиса бывших гранодиорит-порфиров.

Жилки каолинита встречаются лишь в кварцитах, происшедших из эффузивных порфиров, и обладают зернами наиболее крупных размеров.

Максимальная интерференционная окраска пластинок каолинита светлосерая. Общая же окраска агрегата всегда темная или серая. Из всех минеральных компонентов вторичных кварцитов каолинит под ми-

микроскопом в проходящем свете имеет наибольшую прозрачность и чистоту. В темносерых сечениях выходит острая биссектриса N_g или N_p . Поэтому различаются два вида каолинита: отрицательный и положительный. У положительного каолинита плоскость $N_g N_p$ ориентирована $\perp (010)$, у отрицательного также, с той лишь разницей, что у первого плоскость $N_g N_m$ образует со спайностью угол в $15-18^\circ$, у второго же $N_g N_m$ почти параллельна ей или имеет очень малый угол. А потому погасание N_g со спайностью в первом виде около 18° , у второго — почти прямое. В первом случае мы видим выход острой биссектрисы в сечениях с четкой спайностью, во втором — в сечениях без спайности. $2V$, измеренное по слюде в положительной разновидности, около $40-50^\circ$, в отрицательной — около $30-40^\circ$. $N_g = 1.566-1.567$ и $N_p = 1.560-1.561$ (для положительного каолинита). Показатели преломления отрицательного каолинита примерно те же.

Первая разновидность встречается только во вторичных кварцитах из эффузивных порфиров, вторая же — только во вторичных кварцитах из гранодиорит-порфиров и проявлена в зоне высокопористых супергенно-измененных разновидностей их. Первая разновидность по всем признакам является накритом или диккитом, описанным мной уже прежде для вторичных кварцитов Казахской степи (12 и 13), и характеризует, очевидно, более высокотемпературные процессы. Вторая, или отрицательная, разновидность, надо полагать, является обыкновенным каолинитом, присущим супергенным процессам.

Отрицательный каолинит был подвергнут рентгенометрическому исследованию из разных точек месторождения. Всего снято 7 образцов. В четырех из них каолинит подтвердился; в двух случаях предполагавшийся каолинит оказался тонкодисперсным серицитом. В трех случаях подтвердившегося каолинита снимки оказались совершенно тождественными эталону каолинита из музея Академии Наук. Лишь один (проба XXIII) дал отклонение. В данном единичном случае каолинит под микроскопом представлял собою изотропную неясно-аморфную массу с преломлением, близким к канадскому бальзаму. Дебаеграмма его оказалась подобной дебаеграмме галлоизита из Рязани (колл. Корженевской). Результаты рентгенометрического исследования сведены в табл. 17.

Хлорит

Хлорит является редким минералом во вторичных кварцитах и встречается только в бывших гранодиорит-порфирах. В западной части месторождения хлорит встречается единичными случаями; начиная же с 11-го разреза, т. е. у восточного края, хлорит встречается все чаще и чаще, например, в скв. 69, 70, 87, 59, 77 и 156. Измененные породы из этих скважин не совсем похожи на обычные вторичные кварциты, происшедшие из гранодиорит-порфиров. Они образовались из кварцевых

диорит-порфиров. Хлорит встречается в скоплениях, приуроченных к бывшему биотиту, и в псевдоморфозах по нему вместе с рутилом, пиритом и „серцитом“. Изредка встречается хлорит рассеянный и жилками. Содержание его в породе незначительное и связано с содержанием в свежей породе темноцветных компонентов. Под микроскопом установлены следующие разновидности хлорита: зеленая, грязнокоричневая и бесцветная.

Зеленый хлорит обладает отрицательным удлинением и слабо-зеленоватым плеохроизмом. Плеохроизм по N_g — светлозеленый, по N_m — тоже, по N_p — слабожелтоватый, почти бесцветный. Интерференционная окраска нормальная светлосерая, слегка загрязненная зеленоватым плеохроизмом. Очень редко наблюдается ненормальная окраска. $N_g - N_p = 0.007 - 0.008$. В изотропных сечениях без спайности в коноскопе наблюдается одноосный крест со знаком $+$. Спайность и удлинение — отрицательные. Погасание N_p со спайностью прямое. $N_m = 1.598 - 1.599$. По всем признакам относится к клинохлору — $5(Mg, FeO) \cdot Al_2O_3 \cdot 3SiO_2 \cdot 4H_2O$.

Грязнокоричневый хлорит имеет слабую коричневую окраску и загрязнен всегда включениями (пылью), исследовать которые не удалось. В некоторых случаях заметно изменение окраски при повороте столика микроскопа. Удлинение минерала положительное. В изотропных разрезах виден почти одноосный крест. Знак минерала отрицательный. Преломление не определялось. Встречен в скв. 53 на глубине 50 м и в восточных скважинах: 87, 156 и др. Образуется по вторичному биотиту.

Бесцветный хлорит (скв. 28, глубина 58.7—62.3 м) встречается в тесной связи с светлой слюдой в псевдоморфозах по биотиту. Образуется по спайности биотита лентообразные пучки пластинок с положительным удлинением. Максимальная интерференционная окраска светлосерая. В сечениях, близких к изотропному, имеет выход острой биссектрисы с углом $2V$ около 50° . Знак минерала $+$. Определение прочих признаков не производилось вследствие технических затруднений.

Помимо описанных разновидностей хлорита, необходимо отметить еще одну очень интересную бесцветную разновидность, встреченную всего лишь в двух случаях во вторичных кварцитах из гранодиорит-порфиров в восточной части рудного участка (скв. 81). Данная разновидность обнаружена случайно при повторном исследовании некоторых шлифов, в кварцевой жилке, пересекающей измененные кварцевые диорит-порфиры. Минерал образует розетки лучистых с параллельной спайностью пластинок; этими формами он очень похож на розетки имеющегося здесь же мусковита. По преломлению он очень схож с мусковитом. От последнего отличается отрицательным знаком спайности и значительно более низким двупреломлением. Погасание N_p со спайностью прямое. В сечениях без спайности в коноскопе дает почти одноос-

ный крест с положительным знаком. $2V$, измеренное по слюде, равно $+ (10-15^\circ)$.

$$N_g = 1.592; \quad N_p = 1.577,$$

$$N_g - N_p = 0.015.$$

Макроскопически имеет зеленый цвет и твердость в пределах 3—4 по шкале Мооса. В соляной кислоте не растворим.

Ближе всего описанный хлорит подходит к амезиту, описанному E. V. Shannon (Amer. Journ. Sci., 1920—CXCIX).

Надо полагать, что в действительности развитие этой бесцветной разновидности хлорита значительно выше, так как, в случае ее проявления в серицитовых агрегатах в виде мелких пластинок размером „серицита“, она практически неотличима от обычно калиевого серицита. Подтверждением этого служат некоторые, правда очень редкие, анализы вторичных кварцитов с необычайно повышенным содержанием MgO и общим зеленоватым обликом породы.

Биотит

Биотит во вторичных кварцитах не встречается. Описывается попутно с прочими минералами вследствие нахождения его в измененных кварцевых диорит-порфиридах облика, отличного от вторичных кварцитов, но генетически связанных с ними. Распространен в измененных диабазах и сильно меланократовых разностях гранодиорит-порфиров в восточной части месторождения. Встречается рассеянными скоплениями в массе породы и изредка в псевдоморфозах по первичному биотиту. Представлен несколькими разновидностями, отличающимися друг от друга плеохроизмом и высотой интерференционной окраски. Все разновидности оптически одноосны и отрицательны. Имеют положительное удлинение и прямое погасание. Плеохроизм по N_g всегда темнее, нежели по N_p . N_g — темнозелено-коричневая окраска или грязнокоричневая или зеленоватая; N_p — слабожелтоватая окраска или совершенно бесцветная. В густоокрашенных разностях максимальная интерференционная окраска — зеленый и розовый цвет 3-го порядка, в светлоокрашенных — зеленый 2-го порядка и даже желто-оранжевый 1-го порядка. $N_g = 1.598-1.596$ и $N_p = 1.561-1.559$ (в темноокрашенных биотитах).

Андалузит

После серицит-мусковита андалузит является самым распространенным минералом во вторичных кварцитах, происшедших из эффузивных порфиров. В кварцитах же из гранодиорит-порфиров он встречается как исключение. Среднее содержание андалузита в породе в общем не-

большое; оно зависит от близости кварцитов к бывшим гранодиорит-порфирам. Чем ближе в контакту, тем количество андалузита в бывших эффузивных порфирах растёт и местами доходит (скв. 30, 85, Южный Коунрад) до 80—90% (фиг. 10). В этих случаях вторичный кварцит превращается по существу в андалузитовую руду. Дальше от контакта, к периферии массива Коунрад, количество андалузита уменьшается и, наконец, совершенно исчезает (табл. XXII и XXIII).

Размеры зерен андалузита колеблются от мельчайших до 1.5 мм максимально. Макроскопически андалузитовые агрегаты имеют белый цвет. Под микроскопом в шлифе андалузит обнаруживает более или менее идиоморфные зерна: удлинённые пластинки, овальные столбики с параллельной спайностью или квадратички с прямоугольной спайностью. Подобно турмалину или силлиманиту, образует часто радиально лучистые агрегаты (табл. IXd). По отношению к пириту — идиоморфен.

Подмечены следующие формы нахождения андалузита во вторичных кварцитах: 1) рассеянные скопления и зерна; 2) полосчатые скопления; 3) псевдоморфозы по вкрапленникам полевых шпатов; 4) жилки.

Рассеянные скопления и зерна являются самой распространённой формой нахождения андалузита (табл. VIIIc, d). Здесь хорошо наблюдается тенденция андалузита скопляться вместе с рутилом, пиритом, серицитом, диаспором и корундом.

Полосчатые скопления андалузита встречаются только в бывших флюидалных порфирах и своей полосчатостью обязаны первичной флюидалности лав (табл. XVIb и XVIIa). Иногда эта полосчатость имеет сложный и прихотливый рисунок.

Псевдоморфозы по вкрапленникам полевых шпатов сравнительно редки. Они наблюдаются в обоих типах вторичных кварцитов. Имеют часто весьма правильные контуры, соответственно разрезам полевых шпатов (табл. IXd). В псевдоморфозах андалузит ассоциируется, как правило, с серицитом (или пирофиллитом), иногда с диаспором. Жилки являются редкой формой концентрации андалузита и имеют незначительную мощность порядка сотых, десятых долей миллиметра.

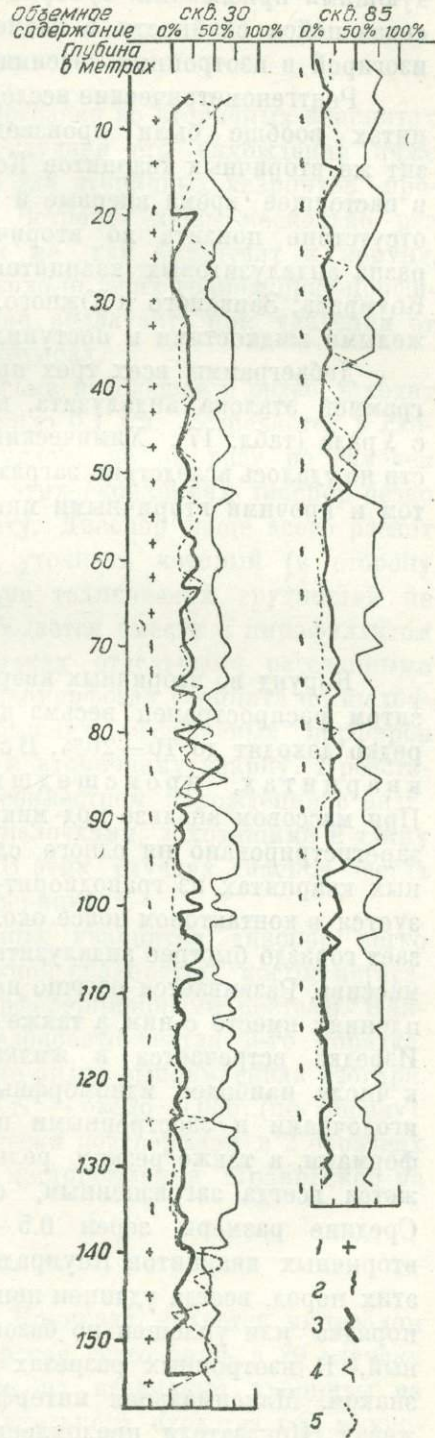
До сего времени андалузит на Коунраде принимался за цоизит (1, стр. 12). Это смешивание обоих минералов является непонятным, так как кристаллооптические признаки их резко различны.

Андалузит отличается от цоизита: 1) спайностью; 2) интерференционной окраской; 3) преломлением; 4) удлинением. В моих статьях о вторичных кварцитах было резко подчеркнуто широкое развитие в этих породах андалузита и вскрыта ошибочность смешивания его с цоизитом (10 и 13).

Для различения андалузита от цоизита нет необходимости применять точные методы исследования, следует сначала исчерпать все возможности определения минерала обычным способом — наблюдения его под микроскопом.

Под микроскопом андалузит Коунрада, подобно андалузитам других массивов вторичных кварцитов, — бесцветен. Лишь в двух случаях из многих сотен шлифов мне удалось заметить розовую пятнистую плеохроичную окраску (Южный Коунрад — планшет 16-й 10/138 и пл. 12-й—55/75). В пластинчатых срезах, параллельных оси С, проявляется параллельная спайность. В сечениях, поперечных призме (квадратных), видна редкая четкая пересекающаяся под прямым углом спайность. В этих разрезах коноскоп дает четкую фигуру распадающегося креста, свидетельствующего о выходе биссектрисы. Погасание в них косое и симметричное 45° . Максимальная интерференционная окраска наблюдается в удлиненных разрезах без спайности: она желтая 1-го порядка. Удлинение зерен всегда отрицательное. N_g равно 1.642 (среднее из четырех измерений). N_p равен 1.631 (среднее из 3 измерений — колебания от 1.630 до 1.632). N_m не определялось. $2V$ равно -84° (среднее из 10 случаев). Изотропные сечения дают в коноскопе выпрямленную изогипу. Андалузит во вторичных кварцитах по кристаллооптическим свойствам легко смешать с топазом, изредка встречающимся в них и весьма сходным с андалузитом.

При массовом анализе шлифов на андалузит я руководствовался сле-



Фиг. 10. Кривые содержания главных породообразующих минералов во вторичных кварцитах по скв. 80 и 85. 1—вторичные кварциты из гранодиорит-порфиров; 2—вторичные кварциты из эффузивных порфиров; 3—кривая содержания андалузита; 4—кривая содержания кварца; 5—кривая содержания серицита.

дующими признаками: 1) отрицательным удлинением, 2) наличием пересекающейся спайности в изометричных разрезах и 3) выпрямленной изогирой в изотропных сечениях.

Рентгенометрические исследования андалузита во вторичных кварцитах вообще были произведены мной еще в 1933 г. Андалузит же вторичных кварцитов Коунрада рентгенометрически исследован в настоящее время впервые и единственно с целью еще раз доказать отсутствие цоизита во вторичных кварцитах. Было взято три образца андалузитовых кварцитов из разных точек массива: Северного Коунрада, Западного и Южного. Андалузит был выделен из породы тяжелыми жидкостями и поступил в анализ отдельной фракцией.

Дебаеграммы всех трех проб оказались тождественными с дебаеграммой эталона андалузита, взятого из коллекции Д. С. Белянкина с Урала (табл. 17). Химический анализ чистого андалузита произвести не удалось вследствие загрязненности его кварцем и рутилом, пиритом и прочими вторичными минералами.

Корунд

Корунд во вторичных кварцитах Коунрада по сравнению с андалузитом распространен весьма незначительно. Содержание его в породе редко доходит до 10—20%. Встречается лишь во вторичных кварцитах, происшедших из эффузивных порфиров. При массовом анализе под микроскопом (свыше 3000 шлифов) не было зарегистрировано ни одного случая встречаемости корунда во вторичных кварцитах из гранодиорит-порфиров. Подобно андалузиту, локализуется в контактовом поясе около бывших гранодиорит-порфиров. Исчезает гораздо быстрее андалузита, при удалении от контакта к периферии массива. Развивается обычно на фоне андалузита (табл. VIII d) или в скоплениях вместе с ним, а также с диаспором, серицитом и пирофиллитом. Изредка встречается в жилках, рассеянными зернами. Относится к числу наиболее идиоморфных минералов. Представлен столбиками, иголочками и заостренными пластинками. Резко выделяется своими формами, а также резким рельефом на фоне прочих минералов. Кажется всегда загрязненным, особенно в скоплениях мелких зерен. Средние размеры зерен 0.5—0.1 мм, максимальные 1 мм. Корунд вторичных кварцитов Коунрада, подобно корунду из других массивов этих пород, всегда удлинён поперёк кристаллографической оси высшего порядка или уплощён по базопинакоиду. Знак удлинения положительный. В изотропных разрезах даёт одноосный крест с отрицательным знаком. Максимальная интерференционная окраска желтая или оранжевая. Показатели преломления не определялись. Плеохроизм отсутствует и ни разу не был замечен. Проверен рентгенометрически (скв. 30,

глуб. 88 м — пр. III, табл. 17). Эталоном служил корунд из Ильменских гор.

Диаспор

Подобно корунду, диаспор распространен во вторичных кварцитах Коунрада весьма слабо. Количество случаев его нахождения ниже корунда (табл. 18). Характерен только для вторичных кварцитов, происшедших из эффузивных порфиров. Встречен лишь несколько раз в бывших гранодиорит-порфирах. Так же, как андалузит и корунд, локализуется в приконтактовом поясе около бывших гранодиорит-порфиров. Подобно корунду исчезает быстрее андалузита при удалении от этого контакта к периферии массива Коунрад.

Содержание диаспора в породе весьма небольшое и редко доходит до 10—20%. Средние размеры зерен около 0.1 мм. Встречается в скоплениях вместе с андалузитом и корундом, но ни разу не замечен развивающимся на фоне андалузита. В этих скоплениях диаспор резко идиоморфен по отношению к андалузиту. Диаспор чаще всего развит на фоне тонкодисперсного „серицита“, уточнить который (в сторону мусковита или пирофиллита) вследствие технических трудностей не представилось возможным. Часто наблюдается вместе с пирофиллитом (табл. VIIIe). Изредка появляется в жилках отдельными рассеянными зернами; кроме того, встречается в псевдоморфозах серицита по щелочному полевому шпату-вкрапленнику бывших эффузивных порфиров (табл. IXf). Ксеноморфен по отношению к вторичному кварцу. Представлен табличками, пластинками, а при совместном нахождении с андалузитом и корундом резко вытянутыми палочками, достигающими в длину иногда до 2 мм, при ширине 0.05 мм. В этих случаях диаспор всегда оторочен каемками тонкодисперсного „серицита“.

Среди других минералов вторичных кварцитов диаспор легко отличается под микроскопом своей сложной спайностью, косым погасанием, резким рельефом и яркими интерференционными цветами. Наивысшая интерференционная окраска зеленовато-желтая 3-го порядка.

В изотропных сечениях в коноскопе видна выпрямленная изогира. $2V$ — большое. Знак минерала $+ \cdot N_g - N_p$ — около 0.050 (по Береку). $N_g = 1.750$ и $N_p = 1.702$. Рентгенометрически подтвержден в 2 образцах (табл. 17). Эталоном служил диаспор с месторождения Мраморское на Урале.

Алунит

Алунит во вторичных кварцитах Коунрада является минералом весьма мало распространенным. Он встречен всего лишь в 20 случаях из 2000, причем все случаи пришлось на вторичные кварциты из эффузивных порфиров. Вследствие значительного сходства под микроскопом алунита с серицитом, особенно в мелких пластинках, возможны

некоторые случаи пропуска его, а следовательно, возможно более широкое развитие минерала, нежели это зарегистрировано микроскопическим исследованием.

Алунит встречается главным образом в гипогенной зоне и исключительно в андалузитовых вторичных кварцитах. Устойчив в зоне окисления. Значительных скоплений не образует, и максимальное содержание определяется в 20%; избегает совместного нахождения с серицит-мусковитом, вытесняя последний при увеличении своего количества в породе (скв. 86).

Алунит развит чистыми широкими ксеноморфными пластинками и табличками с мало заметной параллельной и совершенной спайностью. Размеры их в среднем около 0.1 мм. Алунит резко ксеноморфен по отношению к вторичному кварцу, андалузиту и серициту (табл. Ха). Наблюдается отдельными зернами и в скоплениях, рассеянных в беспорядке по основному фону породы. Изредка приурочен к жилкам. От мусковита отличается формами развития, неясной спайностью, отрицательным удлинением и более низкой интерференционной окраской. Максимальная окраска, в шлифах с желтым кварцем: синяя 2-го порядка; в нормальных—оранжевая красная 1-го порядка. Окраска весьма чистая и ясная. $N_g - N_p = 0.017$. $N_g = 1.595$; $N_p = 1.576$. В сечениях изотропных (без спайности) обнаруживает в коноскопе четкий одноосный крест с положительным знаком.

Рентгенометрическому исследованию алунит не подвергался.

Барит

Барит во вторичных кварцитах Коунрада относится к числу редких минералов; он встречен всего лишь в 4 случаях. Необходимо оговориться, что если иногда встречающуюся в кварцитах „сыпь“ неопределимого, преломляющего выше серицита, минерала отнести к бариту, то встречаемость его будет выше, и барит тогда необходимо считать не редким минералом, а мало распространенным. Все 4 случая находки явного барита относятся к вторичным кварцитам из эффузивных порфиров. Очевидно, для кварцитов из гранодиорит-порфиров он не характерен. Содержание барита в породе весьма незначительное, около 1—2%. Развит ксеноморфными пластинками в жилках кварца (табл. Хb) или на фоне серицитовой массы по бывшим полевым шпатам (шл. 170 и 99, скв. 113). Может быть легко принятым за андалузит, так как очень похож на него преломлением и двупреломлением. Весьма возможно, что при массовом анализе образцов было много случаев, когда тонкодисперсный барит принимался за андалузит и наоборот. В почти изотропных разрезах отличается от андалузита характером коноскопической фигуры: наблюдается крест, слабо расходящийся при повороте столика. Кроме того, отличается своей пересекающейся под прямым

углом спайностью. $2V$ выше 30° и ниже 50° . Знак минерала +. Максимальная интерференционная окраска светложелтая 1-го порядка. Показатели преломления не определялись, и рентгенометрически барит не исследовался.

Ярозит

Ярозит — минерал распространенный и встречается во вторичных кварцитах из гранодиорит-порфиров и из эффузивных порфиров. С целью установления связи ярозита с той или иной зоной было произведено специальное массовое исследование шлифов, которое показало, что все случаи встречаемости его падают на зону окисления. Таким образом ярозит на Коунраде является минералом, характерным для зоны окисления. Здесь мы имеем противоречие с выводами С. Ф. Машковцева (8, стр. 36—37), считающего, что ярозит на Коунраде является минералом гипогенной зоны. Но С. Ф. Машковцев за недостатком фактического материала подкреплял свои выводы ссылками на литературу и опубликованные лабораторные эксперименты; я же основываю свое заключение исключительно на лаборатории природы, на наблюдаемых фактах: выяснилось полное отсутствие встречи ярозита в гипогенной зоне из всех 2000 шлифов.

Содержание ярозита в породе не велико и зависит от присутствия пирита. Подобно пириту встречается отдельными рассеянными зернами или в жилках вместе с кварцем. Является псевдоморфозой замещения пирита, сохраняя его формы: квадраты, пятиугольники, треугольники (табл. Xc, d). Лишь в редких случаях эти псевдоморфозы не ясны, и тогда ярозит представляет собой скопление мельчайших зерен, образующих цемент между зернами вторичного кварца. Очень редко ярозит образует одно зерно в бывшем пирите; обычно он всегда представлен агрегатом мелких зерен, не гаснущим в скрещенных николях. Помимо характерных форм пирита, ярозит подчеркивает с ним свою генетическую связь сохранившимися вокруг псевдоморфозы каемками пирофиллита, описанными на стр. 79 и 89 для пирита.

Ярозит легко определяется под микроскопом своим яркзолотисто-желтым плеохроизмом, высоким рельефом и высокими цветами интерференции. В изотропных срезах дает в коноскопе четкий одноосный крест с рядом интерференционных колец и отрицательным знаком. Плеохроизм по N_g золотисто-желтый, по N_p слабожелтый, почти бесцветный. N_g , измеренный при помощи сплава гиперина с иодидами, оказался равным 1820; $N_p = 1715$. Определенный тяжелыми жидкостями порошок ярозита обнаружил присутствие H_2O и S. Установленный на Коунраде ярозит следует отнести именно к калиевому ярозиту.

Циркон

При общем и массовом анализе шлифов под микроскопом циркон определяется как минерал, содержащийся в породе в чрезвычайно мел-

ких количествах (2—3 зерна) и как минерал мало распространенный. Мне кажется, что если сделать специальный и внимательный просмотр шлифов на циркон, число случаев встречи его во вторичных кварцитах увеличится. Правильному представлению о его распространенности мешает крайне малая величина зерен, позволяющая смешивать под микроскопом циркон с рутилом. Встречаемость циркона во вторичных кварцитах, происшедших из эффузивных порфиров, несколько больше, нежели во вторичных кварцитах из гранодиорит-порфиров. Означенное положение, однако, нельзя утверждать категорически, за недостатком соответствующего исследования.

Циркон представлен мельчайшими идиоморфными зернами размером в среднем 0.01—0.005 мм. Лишь в одном случае было встречено зерно размером 0.15 мм. Зерна рассеяны в породе или приурочены к скоплениям рутила. Оптика мельчайших зерен циркона — обычная для этого минерала. Плеохроичная окраска — незаметна. В изотропных сечениях удалось наблюдать одноосный положительный крест. Удлинение положительное. Интерференционная окраска 3-го порядка. Измерение показателей преломления не произведено вследствие технических трудностей этой операции. При первоначальном исследовании циркона во вторичных кварцитах было некоторое основание принять его за касситерит. Таким основанием послужили данные химических анализов вторичных кварцитов, показывающих содержание в них Sn до 0.02%. Было произведено специальное исследование циркона на Sn, при помощи микрохимических реакций в шлифе, а также путем выделения его в тяжелый концентрат с последующим детальным исследованием в бинокулярную лупу и обработкой растворами. Все эти наблюдения показали отсутствие Sn.

Циркон во вторичных кварцитах Коунрада, как и во всех других вторичных кварцитах Казахской степи, изученных мной, является минералом остаточным, первичным. В пользу этого говорят аналогичные свежей породе незначительное содержание, аналогичные размеры и сходные формы развития.

Турмалин

Турмалин встречается во вторичных кварцитах значительно реже циркона и содержится в незначительных количествах. Развит характерными лучистыми агрегатами идиоморфных иголок. Встречается в серицитовых псевдоморфозах (табл. Хе), жилках и в рассеянном виде отдельными зернышками в базисе породы. Максимальные размеры зерен турмалина около 3—4 мм, обычно они весьма мелкие, порядка 0.1—0.01 мм. Обладает слабой плеохроичной окраской, а иногда совершенно бесцветен, в последнем случае может легко остаться незамеченным под микроскопом, особенно в скоплениях с серицитом. Плеохроизм по N_g бледнозеленоватый, или бледножелтовато-зеленоватый, по N_p бесцветный.

Максимальная интерференционная окраска — розовая 2-го порядка. Встречаются разновидности с окраской значительно ниже: красной 1-го порядка.

N_g , измеренное в одном случае (скв. 71 глуб. 33.19 м — 34.41 м) для плеохроичного турмалина = 1.645.

Надо полагать, что непостоянный кристаллооптический облик турмалина соответствует такому же непостоянству его состава. Турмалины с большим двупреломлением и заметным плеохроизмом относятся, очевидно, к типу Schorlit, т. е. к железистому (по Kunitz'y), турмалины же с малым двупреломлением и бесцветные относятся к типу Elbait и Dravit, т. е. к магнизальному и литиевому.

Вопрос о распространении турмалина во вторичных кварцитах Коунрада является весьма интересным вопросом, так как ряд химических анализов этих пород дал во всех случаях присутствие B_2O_3 , достигающее местами до 1%. Шлифы же анализированных образцов совершенно не обнаруживают турмалина и вообще какого-либо другого содержащего B_2O_3 силиката.

Дюмортьерит

Дюмортьерит был обнаружен только в одном случае. Встречен в пл. 16 на Южном Коунраде в кварцевой жилке во вторичных кварцитах, происшедших из эффузивных порфиров. Макроскопически он розовато-сиреневый и развит лучистыми (табл. Xf) агрегатами. Длина иголок около 2 мм, толщина их 0.04 мм. Под микроскопом резко выделяется на фоне кварца своим розово-сиреневым плеохроизмом по N_p . По N_g — бесцветен. Удлинение отрицательное. Погасание прямое. Максимальная интерференционная окраска оранжево-красная 1-го порядка. $N_g = 1680$; $N_p = 1660$. $2V = -30^\circ$. В поперечных разрезах лишен плеохроизма и в коноскопе обнаруживает слабо расходящийся крест. В удлиненных разрезах заметна параллельная спайность, к которой присоединяется еще редкая отдельность \perp вытянутости.

Общий облик минерала, а особенно поперечная отдельность, делает дюмортьерит несколько схожим с турмалином. Дюмортьерит проверен рентгенометрически по эталону дюмортьерита из Северной Америки (музей Горного института).

Открытие дюмортьерита на Коунраде является первым открытием его во вторичных кварцитах Казахстана.

Топаз

Топаз встречен всего лишь в 3 случаях в андалузитовых вторичных кварцитах (скв. 30, 85 и 60). Большое сходство его с андалузитом, особенно в мелких зернах, дает основание считать, что топаз встречается

чаще, нежели это зарегистрировано микроскопическим анализом при массовом исследовании шлифов.

Топаз развит идиоморфными зернами в скоплениях вместе с андалузитом; имеет отличное от него положительное удлинение и поперечную к вытянутости кристалла спайность. В почти изотропных разрезах в коноскопе дает слабо распадающийся крест с положительным знаком.

Общее заключение

В отношении частоты и интенсивности проявления минералов, форм их нахождения и взаимоотношений, изложенное выше можно иллюстрировать нижеследующими таблицами 18, 19, 20.

Таблица 18

Диаграмма частоты и интенсивности проявления минералов во вторичных кварцитах Коуирада (первичная зона). (Составил Н. И. Наковник.)

	<i>Вторичные кварциты из гранодиоритпорфиров</i>	<i>Вторичные кварциты из эффузивных порфиров</i>
Хлорит	—	—
Халцедон	—	—
Опал	—	—
Кварц	—	—
Рутил	—	—
Пирит	—	—
Серицит- мусковит	—	—
Каолинит	—	—
Турмалин	—	—
Андалузит	—	—
Корунд	—	—
Диаспор	—	—
Пирофилит	—	—
Алунит	—	—
Барит	—	—
Дюарте- рит	—	—
Топаз	—	—

Примечание. Процент встречаемости минерала отложен горизонтально в 1 мм 1.75%; процент среднего содержания минерала в породе отложен вертикально в 1 мм 12%; точки—содержание незначительное. Рудные минералы гипогенной зоны: халькопирит, молибденит, борнит и другие не указаны. Каолинит во вторичных кварцитах из гранодиорит-порфиров не относится к гипогенной зоне.

Все они составлены на основании статистического учета данных микроскопического исследования шлифов и являются результатом большой и кропотливой работы. Из описания минералов, а также обзора таблиц-диаграмм можно сделать следующие выводы:

Таблица 19

Диаграмма распределения количественного состава минералов по разным формам их нахождения во вторичных кварцитах Коунрада.
(Составил Н. И. Наковник.)

Минералы	Формы нахождения				Типичные окислы и элементы
	Явные псевдоморфозы	Скопления, не имеющие видимой связи с жилками	Рассеянность	Жилки	
Ярозит	■				OH и SiO ₂
Опал	■				
Халцедон	■				
Каолинит	■				
Серицит-мусковит	■				
Рутил	■				
Кварц	■				
Диаспор	■				SiO ₂ Al ₂ O ₃ и S
Андалузит	■				
Пирит	■				
Корунд	■				
Пирофиллит	■				B и F
Алунит	■				
Барит					
Дюмортьерит					
Топаз					
Турмалин	■				

1) Наиболее обильными по содержанию минералами во вторичных кварцитах являются минералы преобладающих в свежих породах окислов (SiO₂, Al₂O₃) и их соединений: кварц, серицит, андалузит, корунд, каолинит, мусковит, пирофиллит и диаспор.

2) Минералы имеют закономерное распределение в разных категориях вторичных кварцитов: а) минералы сравнительно простого

состава, минералы, содержащие летучие компоненты S, B и F, а также богатоглиноземные минералы тяготеют к вторичным кварцитам из эффузивных порфиров. Преобладающая масса OH-содержащих минералов тяготеют к вторичным кварцитам из гранодиорит-порфиров.

3) Преобладающие формы нахождения большинства минералов: псевдоморфозы и рассеянные скопления. Почти вся масса вторичных минералов (более 90%) концентрируется в них же. Характерно, что целый ряд минералов, богатоглиноземных и содержащих летучие компоненты магмы S, B и F, сдвинуты на табл. 19 вправо, т. е. в сторону концентрации в рассеянных формах и жилках, тогда как минералы, характеризующиеся в общем OH и SiO₂, сдвинуты влево, т. е. в сторону концентраций в псевдоморфозах.

4) Идиобластичность минералов в общем следует порядку упрощения их состава.

Таблица 20

Таблица идиобластического ряда минералов вторичных кварцитов.
(Составил Н. И. Наковник)

Минералы	Рутил	Кварц	Хлорит	Корунд	Диаспор	Топаз	Андалузит	Пирит	Турмалин	Пирофиллит	Мусковит	Каолинит	Алузит	Барит
Рутил		+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Кварц	0		+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Хлорит	0	0						+			+	+		
Корунд	0	0			0		+	+		+	+	+	+	+
Диаспор	0	0					+	+		+	+	+	+	+
Топаз	0	0					+	+		+	+	+	+	+
Андалузит	0	0	0	0	0			+		+	+	+	+	+
Пирит	0	0		0	0	0	0			0	0	+	+	+
Турмалин	0	0									+	+	+	+
Пирофиллит	0	0		0	0	0	0	+					+	+
Мусковит	0	0	0	0	0	0	0	+	0				+	+
Каолинит	0	0	0	0	0	0	0	0					+	+
Алузит	0	0		0	0	0	0	0	0	0	0	0		
Барит	0	0		0	0	0	0	0	0	0	0	0		

Примечание. 0 — знак ксенобластичности по отношению к минералам вертикальных строчек; + — знак идиобластичности по отношению к минералам вертикальных строчек.

Вторичные кварциты из эффузивных порфиров

Плотные полосчатые вторичные кварциты до сих пор интерпретировались как кварцитизированные фельзиты „оригинальной“ кольцевой

дайки, внедрившейся, по своеобразным коническим зонам слабости, в монцит-порфировом (гранодиорит-порфировом) штоке (25, стр. 33—35). В 1931 г. геолог Обатуров первый подверг критике эту концепцию (16), считая плотные кварциты окварцованными фельзитами краевой стекловатой части монцит-порфирового штока. Положение Обатурова не нашло поддержки в литературе, так как не сопровождалось почти никакими геологическими документами и исследованиями.

Безусловно оригинальная теория интрузивно-дайкообразного происхождения фельзитов, образовавших полосчатые кварциты, прочно держалась в литературе вплоть до 1934 г. В 1934 г. я совместно с С. Ф. Машковцевым (11 и 8) выступил в печати с критикой концепции М. П. Русакова, так как исследованный нами материал свидетельствовал как раз обратное тому, что утверждал автор кольцевой дайки.

Вторичные кварциты из эффузивных порфиров макроскопически, как сказано было выше, имеют повышенную твердость и в преобладающем большинстве случаев обнаруживают реликтовую флюидальную полосчатость. Многочисленные замеры этой полосчатости показывают, что в основном она имеет направление, согласное с простиранием пород осадочной толщи: СЗ—ЮВ (см. нижнюю диаграмму фиг. 8, а также карту месторождения). Картировка реликтовой флюидалности была произведена мной с той целью, чтобы выяснить общую закономерность ее направления, а следовательно, и направление течения лавовых масс.

Аналогия в направлении флюидалности лавовой массы и простирания осадочных пород свидетельствует о некоторой близости между ними в смысле участия в одном и том же геологическом процессе.

Исследуя северную границу распространения полосчатых вторичных кварцитов, мы видим, что в месте соприкосновения их с песчаниками имеется ряд островков более или менее свежих, уцелевших от изменения свежих порфиров с той же северо-западной полосчатостью. Граница эта не выдержана прямолинейно в северо-западном направлении; в 3-м планшете она местами довольно резко изгибается и поворачивает к СВ. В самой крайней восточной 155-й скважине, глубиной в 200 м, мы имеем сверху до 60 м полосчатые кварциты, ниже и до конца — диабазы, падающие к ЮЗ под углом 60°. Полосчатые вторичные кварциты распространяются значительно далее на СВ от скв. 155, прикрывая своей толщей как диабазы, так и аркозовые песчаники.

Эти факты заставляют нас признать, что песчаники и диабазы до излияния порфиров уже были отчасти дислоцированы. После излияния порфировых лав на их поверхность вся толща пород подверглась дополнительной дислокации северо-западного направления.

Вторичные кварциты из эффузивных порфиров по минералогическому составу делятся на два основных типа: 1) серицитовые и

2) андалузито-серицитовые (см. табл. XXII). Преобладающими по распространению являются вторые. Первый тип характеризуется серицитом, второй — андалузитом и серицитом.

Помимо двух основных типов наблюдаются промежуточные, а также почти чисто-андалузитовый, с исчезающим серицитом и содержанием андалузита до 70—80% (фиг. 10). По существу вторичный кварцит последнего типа является андалузитовой „рудой“.

Выше, в главе о минералах, было уже дано представление о составе описываемых пород; здесь же я укажу минеральный состав каждого типа (табл. 21).

Таблица 21

Серицитовые вторичные кварциты	Андалузито-серицитовые вторичные кварциты
Кварц вторичный и первичный	Кварц вторичный и первичный
Серицит-мусковит	Серицит-мусковит
Рутил	Рутил
Пирит	Пирит
Барит	Барит
Турмалин	Турмалин
Каолинит (положительный)	Каолинит (положительный)
Циркон (первичный)	Циркон (первичный)
	Андалузит
	Пирофиллит
	Диаспор
	Корунд
	Топаз
	Дюмортьерит
	Алунит

Кроме того, в гипогенной зоне присутствуют еще в небольших количествах, локализуясь около рудного тела, молибденит, халькопирит и пр. сульфиды. В зоне окисления вторичные кварциты пирита не имеют, а вместо него присутствуют гидроокислы Fe и ярозит.

Для приблизительного представления количественных содержаний главных минералов во вторичных кварцитах из эффузивных порфиров имеются составленные мной по материалам массового анализа шлифов разрезы (табл. XXIII). Для более точных представлений служит график Глаголева-Готмана, составленный ими для кварца и серицита по скв. 140 (1), а также подсчеты, сделанные мной для типичных разностей в нескольких шлифах на столике Винтвора.

Считаю необходимым привести их для точной характеристики состава, имея в виду (табл. 22), что некоторые специалисты представляют себе вторичные кварциты как породы, состоящие из кварца на 80—90% или все 100%. Пользуюсь здесь случаем, чтобы еще раз подчеркнуть глубокую ошибочность этого взгляда.

Таблица 22

Минералы	1	2	3	4	5	Среднее объемное содержание	Среднее весовое
Вторичный кварц	53	56	54	60	72.2	60.7	57.1
Первичный кварц	7	—	—	—	—	—	—
Серицит-мусковит	38.85	17	33.25	30.9	17.8	27.60	28.05
Андалузит	—	25.40	11	9.1	10	11.1	12.3
Пирит (прочие сульфиды и рутил)	1.15	1.16	1.75	лимонит ярозит и поры		1.50	2.55
Итого	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%

Примечание. 1. Обр. из скв. 78, глуб. 79 м, — серицитовый вторичный кварцит. 2. Обр. из скв. 147, глуб. 60 м, — андалузито-серицитовый вторичный кварцит. 3. Обр. из скв. 48, глуб. 98 м, — серицито-андалузитовый вторичный кварцит. 4. Обр. 124 Южный Коунрад, пл. 15-й (поверхность), — серицито-андалузитовый вторичный кварцит. 5. Обр. № 45 (156, пл. 19-й) — андалузито-серицитовый вторичный кварцит (поверхность). Во всех образцах жилки вторичного кварца отсутствуют.

Таким образом мы видим, что содержание видимого кварца во вторичных кварцитах из эффузивных порфиров равно в среднем 60%. Глаголевым и Готманом по их графику дается также 60%.

Серицитовые вторичные кварциты слагают всю периферическую часть массива. Ближе к его центральной депрессионной части, к медно-рудному телу, к контакту с бывшими гранодиорит-порфирами развиты исключительно андалузито-серицитовые и даже андалузитовые вторичные кварциты с корундом и диаспором.

Мной было произведено специальное исследование распространения андалузита на площади массива по богатейшему материалу И. А. Тараяна, собранному им на основе 20-метровой сетки. В виду обилия образцов мной были учтены лишь точки через 100 м. Учет произведен под микроскопом путем приблизительного подсчета на глаз количественного содержания андалузита в шлифе. Данные подсчета наносились на карту кружками, в соответствующем масштабе содержания (табл. XXII). Получившаяся в результате этой работы карта ясно подчеркивает развитие андалузита в контакте с гранодиорит-порфирами. Полное отсутствие андалузита по границе с песчаниками и в западной части становится понятным: вследствие удаления бывших порфиров от контакта с интрузивными породами.

Еще яснее приуроченность андалузита к контакту с бывшими гранодиорит-порфирами на составленных мной петрографических разрезах по скважинам (табл. XXIII). На этих разрезах видно, как кривая содержания андалузита затухает от контакта к периферии: например на разрезе I от скв. 50 на СЗ до скв. 42. Если в скв. 60 и 49 среднее содержание андалузита 25%, то в более удаленной от контакта скв. 65 среднее содержание его 10%, а в скв. 42 андалузит совершенно отсутствует.

При переходе скважины из вторичных кварцитов на месте эффузивных порфиров во вторичные кварциты из гранодиорит-порфиров кривая андалузита резко падает и обрывается совершенно, напр. в скв. 50 I разреза, в скв. 66, 31 — III разреза, 44 — VII разреза и 117 — IX разреза.

Особенное обогащение андалузитом наблюдается по скважинам в тех участках бывших порфиров, которые являются как бы отторженцами, ксенолитами, попавшими в массу гранодиорит-порфиров. Так, например, в скв. 30 (разр. IV) имеется горизонт 80—85 м с средним содержанием андалузита выше 50% (фиг. 10). К таким участкам, как правило, приурочено и наибольшее содержание корунда с диаспором. В отношении этих минералов наблюдается в точности та же закономерность в распространении, что и для андалузита, с той разницей, что диаспор и корунд затухают к периферии быстрее, нежели андалузит.

Таким образом мы видим, что андалузит, корунд и диаспор ведут себя подобно андалузиту контактовых роговиков, который появляется в контактовом ореоле глинистых сланцев на границе с интродуцированными их гранитами.

Очень возможно, что специальное исследование вопроса об андалузиитоносности вторичных кварцитов Коунрада при умело поставленной методике выявило бы не один участок промышленного содержания андалузита. Составленная мною карта и разрезы дают пока лишь первое ориентирующее направление такому исследованию и заостряют внимание промышленности на комплексной разработке медно-андалузитовых руд. Весьма важным признаком вторичных кварцитов из эффузивных порфиров является потеря ими тех слабромагнитных свойств, которые заметны у свежих кварцевых альбитофиров. В этом отношении описываемые кварциты совершенно аналогичны кварцитам из гранодиорит-порфиров, где потеря магнитных свойств проявлена резко вследствие большего содержания магнетита в свежих породах.

Характерной особенностью вторичных кварцитов из эффузивных порфиров является наличие кварцевых жилок в непосредственном контакте их с бывшими гранодиорит-порфирами. К контакту приурочено и то редкое проявление жильного пирита, которое было указано выше, а также турмалиновых „жилок“, джумортерита, топаза и молибденита. В отделе минералов я уже указывал на то, что алунит и

барит встречены только во вторичных кварцитах из эффузивных порфиров. Характерно проявление последнего в жилках. Содержание обоих минералов в породе незначительно.

Таким образом мы видим, что вторичные кварциты в непосредственном контакте с бывшими гранодиорит-порфирами приобретают целый ряд особенных, сравнительно с другими вторичными кварцитами, минералов простого состава: богатоглиноземных, фиксирующих В, F и S и ассоциирующих с MoS_2 .

Структуры

В отношении структур вторичные кварциты из эффузивных порфиров представляют собой несравненно большее разнообразие, нежели прочие категории их.

Под микроскопом порода определяется как кристаллобластический агрегат минералов, сохранивший в той или иной степени структуру эффузивного порфира. Мы имеем наложение вторичной метаморфической структуры на первичную магматическую; здесь проявлено по существу смещение обеих структур или то, что называют палимпсестовой структурой. Иногда (но это бывает редко) первичная структура настолько затусшевана вторичными изменениями, что не остается никаких следов ее, и тогда первичный характер породы восстанавливается по переходам в более ясные разновидности или по наличию типических минералов: андалузита, корунда и пр.

Бесспорными следами порфировой структуры являются остатки кварца-вкрапленника характерных ромбовидных сечений, отражение лавовой флюиальности, реликты сферолитов, литофиз, перлитов, лавовая брекчиевидность и пр.

При исследовании описываемых вторичных кварцитов мною замечены следующие остаточные структуры (перечень дан в порядке частоты встречаемости): 1) полосчато-флюиальная, или флюктуационная, 2) сферолитовая, литофизовая и перлитовая, 3) пузыристо-пемзовая, 4) туфовая и 5) ветвисто-перистая.

Остаточная флюиальная структура. Реликтовая флюиальная структура наблюдается почти по всему массиву, в пределах распространения описываемой категории вторичных кварцитов. Особенно четко она проявлена в хребтовой части главной горы Коунрада и в планшетах 5-м и 6-м (Западный Коунрад). В последних флюиальная полосчатость вторичных кварцитов настолько интенсивна и правильна, что производит в поле, на первый взгляд, полное впечатление тонкой слоистости кремнистых сланцев. Впечатление усиливается еще более тем, что такая поставленная на голову слоистость хорошо отслаивается выветриванием на тонкие листоватые пластинки.

Недаром первые исследователи Коунрада считали их окварцованными песчанико-сланцами, свежие разновидности которых широко развиты к западу от описываемых пунктов за рамкой карты. Очень часто флюидальная полосчатость изгибается и настолько прихотливо, что (табл. XIa, b) образует тот сложный, запутанный рисунок, которым так ясно характеризуются лавы поверхностных излияний. Фотографии (табл. XIc, d; XIIa, b; XIIIa, b и XIVa) полированных штуфов хорошо передают описанную полосчатость. На них отчетливо видно даже огибание полосчатостью кварцевых вкрапленников и крупных сферолитов и литофиз. Под микроскопом вторичные кварциты с полосчатыми структурами обнаруживают часто не только кварцевые вкрапленники, но и реликты вкрапленников полевого шпата, целиком замещенного серицитом (табл. XVb).

Из особенности тонкополосчатых вторичных кварцитов необходимо отметить часто наблюдающуюся в них под микроскопом полигональную структуру. Она уже была описана в главе о минералах. Здесь следует только напомнить, что особенность ее заключается в том, что порода представляет собой полосчатый агрегат полигональных зерен более или менее изометричного вторичного кварца, интенсивно проросшего тонкодисперсным серицитом. До некоторой степени имеется аналогия с микропйкилитовой структурой. Наиболее четкая полигональность наблюдается в разностях с очень мелким кварцем (табл. XVb); при увеличении его размеров полигональность нарушается, становится неправильной роговиковой и пятнистой. Иногда такой пятнистый кварц достигает размеров 0.8 мм; серицит в нем крупный, хорошо определяемый и производит впечатление „разъедания“ кварца (табл. XVa). Прежние исследователи склонны были видеть в этом „разъедании“ более позднее, нежели кварц, образование серицита.

На этом примере мы видим, как легко притти к ошибочному заключению вследствие беглого и поверхностного изучения материала.

Изучая под микроскопом полигональную структуру, невозможно на одном-двух шлифах решить вопрос о том, с какой породой в прошлом мы имеем дело. Необходимо просмотреть целый ряд шлифов, открыть в них контуры бывших вкрапленников полевых шпатов, найти весьма идеальные по своей сферичности зерна кварца и, наконец, проследить переход в структуры, не вызывающие никаких сомнений в их происхождении, и тогда нам будет понятно, что мы имеем дело с видоизмененными стекловатыми порфировыми лавами.

Стекло порфиров образовало при раскристаллизации кварцево-полевошпатовые сферолиты, сомкнувшиеся в полигональный агрегат. При позднейшем изменении полевошпатовой массы в серицит каждый кварцево-ортоклазовый сферолит превратился в кварцево-серицитовый сферолит, с параллельной раскристаллизацией базиса. Напомню здесь,

что примеры сферолитов в свежих порфирах Коунрада уже были отмечены при описании кварцевых альбитофиров (стр. 37).

В заключение описания остаточной флюидалной текстуры, необходимо указать на описанную уже выше флюидалность свежих кварцевых альбитофиров, а также сравнить внешний вид той и другой породы по имеющимся здесь фотографическим снимкам (табл. Ie, XIIb).

Приложенные микрофотографии шлифов достаточно ясно показывают, в чем заключается и какой имеет вид под микроскопом реликтовая флюидалная полосчатость вторичных кварцитов из эффузивных порфиров. Например табл. XVIa, b изображает флюидалность, заключающуюся в чередовании прослоек, различно обогащенных андалузитом, кварцем и серицитом. Табл. XVIIa дает пример флюидалности, когда чередуются прослойки существенно серицитовые с вкрапленниками кварца, с прослойками существенно роговиково-кварцевыми или полигонально-кварцевыми. Табл. XVa, b дает представление о флюидалности с описанным выше полигональным кварцем. Здесь полосчатость обусловлена чередованием прослоек разной крупности кварца; очень часто флюидалная полосчатость подчеркнута образованием вдоль прослоек чистого роговикового кварца (табл. XVIa). Характеристика этого кварца изложена подробно в главе о минералах.

Описанная прослойная концентрация вторичных минералов в кварцитах, происшедших из эффузивных порфиров, обусловлена, вне всяких сомнений, первичным полосчатым строением бывших порфиров. Надо полагать, что это первичное полосчатое строение заключалось не только в полосчатом распределении различно раскристаллизованных частей однообразно-перемешанной магмы, но, может быть, и в полосчатом распределении неоднородных по составу частей, например, обогащенных SiO_2 и полевошпатовым веществом.

Возможно, что благодаря последнему обстоятельству мы и получаем полосчатую концентрацию андалузита и серицита на месте прослойной концентрации полевошпатового вещества. Полосчатая концентрация чистого роговикового кварца образовалась вследствие постмагматического осаждения вдоль флюидалной пористости SiO_2 из горячих вод, циркулировавших в лавах, или благодаря выпадению SiO_2 из полевошпатовой массы при ее серицитизации, или обязана обоим причинам вместе.

Остаточные сферолитовая, перлитовая и литофизовая структуры. Чрезвычайно показательными и интересными для суждения о генезисе полосчатых вторичных кварцитов служат остаточные литофизы, сферолиты и перлиты, часто наблюдающиеся в полосчатых вторичных кварцитах. Все они очень хорошо представлены в образцах с хребтовой части Коунрада, особенно с северного склона его и подошвы, а также скв. 69 и 75. Макроскопической характеристикой сферолитов служит приведенное выше описание в главе о порфирах.

Фотографии полированных шлифов (табл. XIIIb и XIVa, b) иллюстрируют плотные сферические, почти чисто кварцевые образования на общем фоне породы. Иногда видно оплывание и огибание их флюидальной полосчатостью, что свидетельствует о более раннем образовании в бывшей лаве сферических тел. Часто они смыкаются теснее и создают некоторое подобие той полигональности, которая уже была описана выше.

При близком и внимательном рассмотрении круглых включений можно видеть их концентрически-скорлуповатое строение, очень напоминающее те классические литофизы или каменные пузыри, которые описаны были Иддингсом для обсидианов Йеллоустонского национального парка.

Относительно этих литофиз Иддингс говорит, что „the concentric shells are not the result of expanding gas, but of pulsating spherulitic crystallization magma upon passing into the crystal phase“. Но в нашем случае мы видим явное огибание полосчатостью литофиз, и потому я вынужден заключить, что образование их обязано, по всей вероятности, газовым пузырям, вздувавшим флюидальную полосчатость лавы. Впоследствии пустоты этих литофиз или полых сферолитов были заполнены SiO_2 горячих растворов, циркулировавших в лаве, SiO_2 , выпавшей из полевошпатовой массы при ее серицитизации, магматическими растворами гранодиорит-порфировой интрузии.

Срезы литофиз под микроскопом обнаруживают их концентрическое строение и что они на 80—90 или на все 100% состоят из роговикового вторичного кварца с небольшим содержанием серицита и других минералов (гематита).

В каждом отдельном случае бывает невозможно определить, с чем мы имеем дело: с бывшими ли литофизами или нормальными сферолитами, так как они имеют одинаковую округлую форму. Как те, так и другие, при беглом осмотре отдельных шлифов, производят впечатление конгломератов, особенно на выветрелой, отпрепарированной поверхности обнажения (табл. XIVb).

В южной части массива Коунрад в пл. 17 мной были встречены весьма оригинальные отпрепарированные образцы вторичного кварцита с остаточной мелкоферолитовой структурой. Промежутки между сферолитами, состоявшие из вторичной серицитово-кварцевой массы, как более мягкие, удалены, и остались лишь одни сферолиты. Порода получила облик того известковистого или кремнистого туфа, который образуется из растворов и источников на поверхности.

Перлитовая остаточная структура очень ярко отражена в некоторых образцах вторичных кварцитов. Приведенные ниже два микроснимка шлифов (табл. XVIIb, c) подтверждают это, стоит только сравнить их со снимком (табл. IIIb) перлитовой отдельности, сделанной для свежих кварцевых альбитофиров. На микрофотографии видно концен-

трически-скорлуповатое, даже спиралеобразное строение вторичного роговикового кварца и серицита.

Остаточная туфово-лавовая структура. Данная разновидность структуры наблюдается часто во вторичных кварцитах северного подножия Коунрада. Здесь на общем тонкозернистом фоне вторичного кварца и серицита видны отдельные „рванные“ обломки кварцевых вкрапленников, серицитовых агрегатов и кусочков целой породы (табл. XVIIIb). Измененные обломки пород представляют собой большое разнообразие структур: здесь встречаются сферолиты, перлиты, ветвисто-перистые образования, и в одном случае обнаружена даже яркая диабазовая структура (табл. Ic). Последняя весьма убедительно говорит о цементации порфировой лавой прорванных или перекрытых ею диабазов Коунрадского участка, описанных выше. Лаво-туфовая структура тесно связана постепенными переходами с реликтовой пузыристо-пемзовой или пористо-пемзовой структурой.

Остаточная пузыристо-пемзовая структура. Наблюдается также в хребтовой части главного Коунрада и хорошо иллюстрирована табл. XIa. Возможно, что мы имеем здесь то, что описано Иддингсом под названием брекчии течения „flow breccia“, образование которой происходит при вулканическом выбросе мелких частиц стекла, достаточно мягких для того, чтобы снова сцементироваться после падения на поверхность и течь подобно лаве. Такие образования, естественно, очень пористы; под микроскопом в шлифе хорошо видны прихотливо изогнутые пустоты, заполненные агрегатом чистого вторичного кварца самого разнообразного строения: роговикового, мостовидного, зубчатого и крупнографического (табл. VIIb и VIIa).

Остаточная ветвисто-перистая структура. Данная структура встречается очень редко. Под микроскопом общая картина ее та же, что и описанная мной в свежих кварцевых альбитофирах северного подножия (табл. IVb). Там мы имеем ветвисто-перистый агрегат кварца и щелочного полевого шпата, здесь же — вторичного кварца и серицита.

В заключение описания структур необходимо упомянуть еще структуры пятнистые или, как я их называл при исследовании материала, пятнисто-бластические. Здесь распределение вторичных минералов — беспорядочное пятнистое, совершенно не обнаруживающее следов первичной породы.

Химический состав и сущность основных минеральных изменений

Вопреки распространенному мнению о вторичных кварцитах, вообще, и, в частности, о полосчатых плотных вторичных кварцитах Коунрада, среднее содержание в них SiO_2 далеко не доходит до 90%

Таблица 23

Химические анализы свежих порфиров и измененных (вторичных кварцитов)

Состав	Свежие породы		Втор. кварциты; из них:					Среднее из 3, 4, 5, 6 и 7	Весовой минеральный состав (по хим. составу) (в %)
	1	2	3	4	5	6	7		
SiO ₂	74.01	78.60	81.19	75.96	79.47	80.16		79.00	
Al ₂ O ₃	13.02	13.63	11.29	13.72	13.40	12.68		12.7	Кварц 68
Fe ₂ O ₃	2.00	0.67	0.98	1.70	2.68	1.26		1.65	Серицит . . . 23.3
FeO	1.33	0.45	0.18	1.74	0.10	0.32		0.56	Андалузит . . . 6.3
TiO ₂	0.19	0.20	0.13	0.23	0.35	0.26		0.24	Пирит 2
CaO	0.60	0.54	0.18	0.46	0.30	0.40		0.33	Рутил 0.24
MgO	0.50	0.94	0.44	0.50	0.14	0.30		0.34	Халькопирит 0.2
MnO	0.11	0.14	следы	0.05	следы	нет		0.01	
K ₂ O	4.00	2.44	2.81	2.51	0.70	1.74		1.94	Сумма . . . 100.04
Na ₂ O	3.81	1.14	0.25	0.54	0.05	0.76		0.40	
H ₂ O гигр. . . .	0.34	0.23	0.08	0.22	0.10	0.11		0.21	
Потери при прокал. . .	0.56	1.19	1.60	0.94	0.68	1.16		1.10	
CO ₂	0.01	—	нет	—	—	—		—	
P ₂ O ₅	—	—	—	0.07	0.04	—		0.05	
BaO	—	0.04	—	0.08	—	—		0.08	
SnO ₂	—	—	—	—	0.01	—		—	
MoO ₃	—	—	нет	0.01	—	нет		—	
S	—	0.02	0.97	1.31	2.12	0.69		1.27	
B ₂ O ₃	—	—	—	0.16	0.28	—		0.22	
F	—	—	—	0.02	0.03	—		0.02	
Cl	—	—	—	0.05	0.02	—		0.03	
CuO	—	нет	0.02	0.04	0.08	0.13		0.08	
Итого	100.57	100.23	100.14	100.21	100.55	99.97		100.21	
Истинн. уд. вес			2.71	2.73	2.75	2.71	2.83	2.74	
Объем. уд. вес			2.69	2.70	2.72	2.70	2.73	2.70	
Пористость			0.74%	1.10%	1.10%	0.37%	3.53%	1.37%	

Примечание. 1. Среднее из 5 анализов эффузивных кварцевых порфиров Казахской степи, приведенное в работах И. С. Яговкина, Г. Л. Падалки и Д. С. Коржинского (28, 19 и 6). 2. Кварцевый слабоизмененный сферолитовый альбитофир Коунрада обр. 175-й, планшет 2-й. 3. Серицитовый вторичный кварцит из скв. 78, глуб. 79.5—80.17 м. Аналитик В. Н. Никифоров (Ленингр. Горный институт). 4. То же (с полигональным кварцем) из скв. 42, глуб. 72.58—74.05. Аналитик Е. А. Свержинская.

(ЦНИГРИ). 5. Серицито-андалузитовый вторичный кварцит из скв. 48, глуб. 98.34—99.52 м. Аналитик Б. М. Френкель (ЦНИГРИ). 6. Андалузито-серицитовый вторичный кварцит из скв. 147, глуб. 60.07—61.31 м. Аналитик К. Умнов (Ленингр. Горный институт). 7. Богато-андалузитовый вторичный кварцит (андалузитовая руда) из скв. 30, глуб. 79—80 м.

Для характеристики химического состава описываемых вторичных кварцитов мною было сдано в анализ, после внимательного их изучения и тщательного выбора, 4 наиболее типичные образца из различных точек гипогенной зоны месторождения. Результаты анализа даны в табл. 23, где для сравнения приведены анализы свежего и измененного порфира.

Не имея совершенно свежих порфиров в пределах Коунрадского участка, я вынужден был для сравнения химизма привести среднее из анализов кварцевых порфиров других районов Казахской степи. Сравнивая средние данные свежей и измененной породы (графы первую и последнюю), мы видим, что SiO_2 , Al_2O_3 , $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ и TiO_2 подверглись весьма незначительным изменениям своей массы. Уменьшилось почти в 2 раза содержание CaO , MgO и K_2O ; уменьшились в несколько раз или практически вынесены Na_2O и MnO . Увеличено в 2 раза содержание потерь при прокаливании, где большую часть составляют H_2O выше 110° , и, наконец, целиком привнесены S, В и Сu, которые в свежей породе отсутствуют.

Для точного суждения о привносе и выносе вещества недостает данных по удельному весу и пористости свежих порфиров. Не зная их, мы не в праве делать заключение о привносе, напр., SiO_2 в измененной породе, так как поправка на пористость может изменить отношение и SiO_2 окажется не привнесенной, а возможно, частично вынесенной, как это доказал Рэнсом в районе Goldfield-Newada для алунитизированных дацитов (38). В связи с этим я хотел бы обратить внимание на три следующих очень важных обстоятельства.

Первое. Содержание видимого кварца в измененной породе увеличено почти вдвое против его содержания в свежем кварцевом порфире (предполагается, что последний имеет кристаллический, поддающийся количественному учету компонентов базис); содержание же общей SiO_2 увеличено сравнительно с содержанием ее в свежей породе только на 5%, т. е. на $1/20$ часть.

Второе. При полном отсутствии в кварците темноцветных компонентов и магнетита, концентрирующих железо свежей породы, мы имеем рассеянный пирит в количестве 1%; содержание же общего железа в той и другой породе приблизительно одно и то же.

Третье. Отсутствие во вторичном кварците полевых шпатов, концентрирующих щелочи свежей породы, восполняется серицитом (около 23%) или $1/3$ полевошпатовой массы; содержание щелочей в кварците уменьшено против свежей породы также в 3 раза.

Общие выводы

Заканчивая общее петрографическое и химическое исследование вторичных кварцитов, происшедших из эффузивных порфиров, необходимо сделать следующие, вытекающие из данного описания, выводы:

1. Вторичные кварциты из эффузивных порфиров прикрывают бывшие гранодиорит-порфиры, занимая всегда наивысшие части массива.

2. Они переходят в свежие порфиры лишь при удалении от пород интрузии, главным образом гранодиорит-порфиров.

3. В контакте с последними, вторичные кварциты из эффузивных порфиров сильно обогащены богатоглиноземными минералами, а также минералами, содержащими В, F и S.

4. Лишь непосредственно-контактовая зона вторичных кварцитов из эффузивных порфиров обладает трещиноватостью, которая „залечена“ жильным кварцем.

5. Только лишь в контактовой зоне проявлена жильная форма концентрации пирита, а также молибденита, халькопирита и турмалина.

6. Вся остальная, и притом преобладающая в породе, вторичная минеральная масса, судя по ее взаимоотношениям с первичными минералами, а также формами нахождения, представляет собой псевдоморфозы замещения первичных материалов.

7. Сравнения химических и минеральных составов свежей и неизменной породы приводит к заключению, что вся минеральная масса вторичных кварцитов образовалась в основном из полевошпатовой массы порфиров путем молекулярной перегруппировки окислов с значительным привнесом ОН, S и В. Это образование вторичной минеральной массы за счет первичной очень хорошо выражено на примере кварца, видимое среднее содержание которого во вторичных кварцитах 60% против 35% (максимального) в свежем порфире, при одном и том же почти в обеих породах содержании валовой SiO_2 .

8. Содержание Cu в гипогенной зоне весьма незначительно и совершенно отсутствует в удаленных от рудного тела скважинах (113, 78) или выражается следами. Это подтверждается приведенными выше в табл. 23 специальными контрольными на CuO анализами, расположенными в порядке приближения проб к рудному телу. Содержание меди в них выражается следующими цифрами: 0.02—0.04—0.08 и, наконец, у самого рудного тела — 0.13%. В контакте среднее содержание Cu гипогенной зоны вторичных кварцитов из эффузивных порфиров выражается в 0.1%—0.15%, далее к периферии оно уменьшается, переходит в следы, а на значительном удалении, очевидно, практически совершенно отсутствует.

Отношение к свежим порфирам и к вторичным кварцитам из гранодиорит-порфиров

Отношение описанных вторичных кварцитов к свежим порфирам, выделяющимся островками у границы с песчаниками, было подробно освещено выше в главе о кварцевых альбитофирах. Там констатирован переход кварцитов в более или менее свежие сферолитовые альбитофиры.

Но даже если бы мы и не имели в поле этих маленьких участков неизменной породы, то очевидные лавовые структуры, остатки кварцевых вкрапленников, общий характер флюиальности и ее распределение на площади массива — все это говорит о происхождении вторичных кварцитов из кислых лав поверхностных излияний, которыми так изобилует Казахская степь (19, стр. 64; 6, стр. 33—34 и др.).

В главе о гранодиорит-порфирах уже был описан характерный контакт флюиально-полосчатых вторичных кварцитов с бывшими гранодиорит-порфирами. Я еще раз сошлюсь на стенку разноса скв. 105 (фиг. 5), где флюиальная полосчатость опровергает принадлежность ее к „интрузивным фельзитам кольцевой дайки“, прорвавшей гранодиорит-порфиры.

Обогащение контакта этих „фельзитов“ андалузитом, корундом, диаспором и минералами, содержащими В, F и S, резко некольцевой характер распределения реликтовой флюиальности, непомерно большое с гранодиорит-порфирами распространение полосчатых кварцитов, их общее залегание над гранодиорит-порфирами и образование „нашлепок“ над последними — все это говорит против „интрузивности“ порфиров, образовавших впоследствии полосчатые вторичные кварциты.

Изложенное выше свидетельствует о том, что те свежие порфиры, измененные разновидности которых описаны мною в данной главе под названием вторичные кварциты из эффузивных порфиров, или, по М. П. Русакову, „кварцитизированные фельзиты даек“, — являются не активными породами, а пассивными, не интродуцированными, а интродуцированными. Только при таком отношении их к гранодиорит-порфирам становятся понятными ореол контактовых минералов, параллельная концентрация В, F, S, Мо, отношение флюиальности к контакту структуры и пр., что было описано выше.

Вторичные кварциты из гранодиорит-порфиров и кварцевых диорит-порфиритов

Вторичные кварциты из гранодиорит-порфиров занимают центральную депрессионную часть массива Коунрада и имеют несколько меньшее распространение, нежели вторичные кварциты, описанные выше. Их пере-

ход в гранодиориты в большом Восточном и Юго-Западном логах происходит через каолинизированные, опализированные и сильно пористые породы, образовавшиеся частично из гипогенно-измененных пород — вторичных кварцитов, а частично из свежих гранитоидов, путем супергенного изменения их.

Переход вторичных кварцитов из гранодиорит-порфиров в свежие породы уже был описан в главе о гранодиоритах. Этот переход ясен как на площади месторождения, так и по скважинам (табл. XXIII), напр. 107, 108, 28, 119, 36, 111, 55, 22, 57 и 58. Общая внешняя характеристика этих переходов уже была приведена ранее; в этой главе она будет указана подробнее.

Наиболее интересным и важным во всей работе по изучению бывших гранодиорит-порфиров является определение истинного контура „монцит-порфирового штока“ на глубине. С этой целью мной были просмотрены как образцы керна всех скважин, так и шлифы через каждые 10 м. Результаты исследования таковы: остаточные структуры, минералы и содержание Си наносились графически по каждому шлифу на разрез скважины. Таким образом составлены были 14 полных поперечных петрографических разрезов, на которых каждый 10-метровый горизонт иллюстрирован структурой, полным минералогическим составом и содержанием Си. Образцом таких разрезов являются приведенные на табл. XXIII пять поперечных разрезов-графиков (через 200 м), изображенных по несколько упрощенному методу (метод кривых). На них даны кривые лишь главных породообразующих минералов: кварца, серицит-мусковита и андалузита и кривая меди. Структуры пород выпущены и заменены общими линиями контуров в том виде, как они получаются при обобщении материала.

В целях выяснения источников тех ошибочных предпосылок, которые легли в основу концепции кольцевых даек, весьма интересно сравнить прилагаемые здесь разрезы с разрезами М. П. Русакова, опубликованными в 1934 г. (25, стр. 53). Сравнивая их, мы замечаем значительные расхождения. Так, например, возьмем I разр. М. П. Русакова и аналогичный ему мой разрез IV. Здесь между скв. 18 и 47 у первого автора показана дайка фельзитов, такая же дайка пропущена и в скв. 41. В действительности скв. 46, проходящая в промежутке между скв. 18 и 47, вскрывает сверху и до глубины 150 м окварцованные андалузитоносные фельзиты; далее она переходит во вторичные кварциты из гранодиорит-порфиров; одновременно исчезает андалузит. В скв. 41 никаких интрузивных фельзитов не обнаружено. Далее на разрез. II (или по моей нумерации VII—см. табл. XXIII) в юго-восточной части показана мощная дайка „фельзитов“. На самом же деле она прорывается апофизой неизмененных гранодиоритовых порфиров. Пропущенная через скв. 25 жила фельзитов в действительности не имеет места. Далее на комбинированном разрез. III (по моей нумерации VIII, IX и X)

неизвестно, на каком основании пропущены дайки между скв. 118 и 15, в скв. 32, а также между скв. 4 и 57. Означенные дайки в указанных пунктах отсутствуют.

Теперь становится понятным, что глубоко-опущенные в интрузивную массу гранодиорит-порфиров части и целые отторженцы эффузивной кровли дали повод продолжить их еще далее вглубь и послужили одной из главных предпосылок для создания теории интрузивно-дайкообразного происхождения „фельзитов“ (порфиров).

Но основательность этой теории, как и нашей, далеко не в том, что продолжают или нет на исследованную глубину окварцованные фельзиты; теория эта базируется на всей совокупности геологических, петрографических и минералогических фактов, большая часть которых мною уже изложена.

Из прилагаемых петрографических разрезов (табл. XXIII) видно, что вторичные кварциты из гранодиорит-порфиров залегают более или менее одной сплошной массой, начиная с разр. IV и далее на СВ. Они более мощные в западных разрезах и менее мощные к СВ. В северо-восточной части месторождения появляются из глубины свежие гранодиорит-порфиры, которые постепенно поднимаются выше и на разр. IX—X появляются уже на самой поверхности.

Чрезвычайно характерной внешней особенностью вторичных кварцитов из гранодиорит-порфиров является их трещиноватость, целиком залеченная жильным кварцем. При изучении кернов по скважинам, как правило, замечается затухание кварцевых жилков на глубину, т. е. по мере удаления от кровли интрузивной оболочки вглубь к свежим гранодиорит-порфирам.

Эта трещиноватость, или, вернее, жилковатость, иногда очень сложная и интенсивная, покрывает штупф породы целой сеткой кварцевых жилков, особенно хорошо выделяющихся на отпрепарированной выветриванием поверхности обнажения (табл. XIXa, b). В планшете 14-м имеется группа невысоких сопочек (высотная отметка 471.1 м), на которой очень ярко выражена эта интенсивная жилковатость. Здесь в юго-восточном склоне группы, она настолько густая, и промежутки между отдельными жилками настолько мелкие, что весь жильный кварц слился в одну сплошную кварцевую массу.

Сторонники разломов и тектонических нарушений в рудных месторождениях примут описанный участок как весьма яркий пример зоны дробления и, возможно, будут искать здесь те „рудопроводящие каналы“, которые обусловили медное оруденение на Коунраде. Не входя здесь в детали этого вопроса, я укажу лишь, что интенсивная, жилковатость данного участка вторичных кварцитов не отличается от характера жилковатости в пределах всего участка бывших гранодиорит-порфиров, т. е. не имеет характера брекчии дробления и перетиранья. Основания этого положения даны на стр. 65 и 66.

Нельзя сказать, что с одинаковым темпом затухания на глубину „жилковатости“ происходит затухание измененности пород, их „вторичной кварцитизации“. Переход измененных пород в свежие совершается гораздо быстрее, так сказать, скачком на протяжении 10—15 м, а чаще всего 1—2 м. Иногда, впрочем, несколько раз повторяются то свежие, то измененные породы, напр. скв. 4, 111.

Характеристика трещин отдельности вторичных кварцитов из гранодиорит-порфиров, как я уже упоминал, резко отлична от таковой в полосчатых кварцитах. Она иллюстрирована круговой диаграммой (фиг. 8), а также снимком в карьере узкоколейной железной дороги, проходящей в северо-восточной части месторождения.

Второй внешней отличительной особенностью описываемых вторичных кварцитов является их меньшая плотность и соответственно большая пористость (около 7%). Типичными вторичными кварцитами из гранодиорит-порфиров являются образцы, представленные табл. XIXb, XVIIIe, d, XXb и фиг. 6. В сравнении с вторичными кварцитами из эффузивных порфиров они являются породами весьма однообразными, повторяющими порфиroidный облик во всех пунктах своего распространения. Макроскопически среди них различаются две крайние разновидности: плотная — серого цвета и более пористая, маркая — белого цвета. Первая характеризуется хорошо раскристаллизованным серицит-мусковитом, вторая — тонкодисперсным серицитом или каолинитом вместе с серицитом.

Таким образом среди вторичных кварцитов из гранодиорит-порфиров можно различать серицитовые вторичные кварциты и каолинито-серицитовые. Первые приурочены к северо-западному концу месторождения, вторые к юго-восточному. Чисто каолинитовые разновидности обладают очень большой пористостью, весьма марки, легки и развиты исключительно в наиболее пониженных частях Северного Коунрада по линии главного движения супергенных вод и растворов. Об этих породах будет сказано особо в главе о супергенно-измененных породах.

Средний тип вторичного кварцита из гранодиорит-порфиров представляет собой под микроскопом порфиroidный агрегат вкрапленников первичного кварца, замещенных серицитом бывших плагиоклазовых вкрапленников и основной массы. Она в основном состоит из первичного кварца, перемешанного изометричными скоплениями серицита (табл. XVIII d и XXb). В базисе имеются рассеянные зерна и скопления пирита, рутила, хлорита, турмалина и редкие зерна циркона. Скопления первых четырех приурочены обычно к контурам бывших, темноцветных компонентов: биотита и амфибола. Кроме того, часто встречается халькопирит и в зоне обогащения — халькозин. Видимый вторичный кварц встречается в жилках и в агрегатных скоплениях, связанных, очевидно, с трещинами. Порода представляет собой совершенно тождественный свежему гранодиорит-порфиру агрегат,

сохранивший в точности все детали строения, но агрегат, в котором произошла замена всех полевых шпатов серицитом (отчасти каолинитом), темноцветных компонентов — „серицитом“, рутилом, пиритом, хлоритом и магнетита—пиритом.

Ниже приводится содержание минеральных компонентов в породе на основании точных подсчетов в 4 типичных случаях (табл. 24).

Таблица 24

	1	2	3	4	5	6	7	8
Кварц первичный и вторичный	58	40.15	39.1	36	43.3	× 2.65	114.7	41
Серицит	39.30	57	58	62.8	54.3	× 2.8	152	55
Рудный пирит (халькопирит, халькозин и рутил)	2.70	2.85	2.9	1.2	2.4	× 5	10.8	4
Итого	100%	100%	100%	100%	100%		277.5	100%
Истинн. уд. вес	2.76	2.74	2.74	2.73	2.74	2.75	275 г	

Примечание. 1. Скв. 133, глуб. 124.5—130.3 м. Вторичный кварцит из гранодиорит-порфиров. 2. Скв. 147, глуб. 170—171 м, то же. 3. Скв. 110, глуб. 112. 3—113.9 м, то же. 4. Скв. 127, глуб. 207—208 м, то же. 5. Среднее объемное содержание из 1, 2, 3 и 4. 6. Удельные веса минералов. 7. Весовое содержание. 8. Весовое в процентах.

В указанном перечне минералов и их содержаний умышленно поставлен на первом месте кварц первичный, а не вторичный, так как в действительности под микроскопом большую часть породы составляют первичный кварц-вкрапленник и первичный кварц базиса. Видимый вторичный кварц проявлен лишь в жилках и в агрегатных скоплениях, связанных с жилками. Характеристика этого кварца и отличие его от первичного кварца базиса указаны были ранее в главе о минералах. Среднее количественное содержание его в породе принимаем, на основании подсчетов под микроскопом, в 10—15%. Но этим видимым, поддающимся учету, кварцем не исчерпывается весь вторичный кварц. Мы помним, что рентгенометрический анализ серицитовых псевдоморфоз по полевым шпатам обнаружил во всех случаях присутствие в них скрытого от микроскопа кристаллического кварца в заметном количестве. Иногда этот кварц подтверждается и под микроскопом, как это было описано выше (табл. IXe).

Забегаю несколько вперед, я сошлюсь на средний химический анализ пяти типичных образцов вторичных кварцитов из гранодиорит-порфиров (табл. 25). Переведенный на весовой минералогический состав средний анализ обнаружил содержание общего кварца — 52%, тогда как среднее содержание видимого кварца, подсчитанного под микроскопом

(табл. 24), равно 41%. В отношении серицита мною получены обратные данные: по химическому анализу 41.6%, по микроскопическому 55%. В этом последнем случае мною не приняты во внимание щелочи, которые всегда имеются в турмалине. Введя их в расчет на турмалин, мы получили бы еще меньшую цифру для серицита.

Таким образом мы видим, что определение минералогического состава по среднему химическому анализу показывает на 11% больше кварца и на 14% меньше серицита против цифр, полученных непосредственным подсчетом под микроскопом.

Отсюда неизбежно вытекает следующее заключение: вторичные кварциты, помимо видимого, различимого под микроскопом, кварца, еще обладают невидимым субмикроскопическим в количестве около 10% и более от всей массы породы. Этот кварц, „запутанный“ в серицитовом или каолининовом войлоке, подтвержден всеми рентгенограммами, приведенными выше в главе о минералах.

При подсчете под микроскопом во вторичных кварцитах из гранодиорит-порфиров кварца и серицита мы постоянно недоучитываем первый и переучитываем второй.

Я уже отмечал в главе о минералах, что макроскопически мы улавливаем бóльшую встречаемость турмалина во вторичных кварцитах из эффузивных порфиров, нежели в кварцитах из гранодиорит-порфиров. Химические же анализы дают, как это видно из таблицы, обратные отношения в содержании B_2O_3 . В последних его в 2 раза больше, нежели в первых. В единичных случаях содержание B_2O_3 , как, например, в скв. 133, глуб. 129—130 м, доходит почти до 1%, при полном видимом отсутствии борсодержащих минералов. Такие анализы переделывались по нескольку раз в лаборатории ЦНИГРИ с целью выявить возможную ошибку определения и даже вообще наличие B_2O_3 . Все повторные анализы и анализы лаборатории Горного института подтверждают значительные содержания этого окисла, особенно во вторичных кварцитах, происшедших из гранодиорит-порфиров.

Аналитиками установлено, что B_2O_3 входит в алюмосиликат, так как является прочно связанным в молекуле. Выше было отмечено, что турмалин встречается чаще всего мельчайшими зернами; при массовом анализе шлифов я пропустил 2 раза очень тонкие и почти бесцветные иголки турмалина в общем серицитовом войлоке.

Учитывая все это, приходится считать, что во вторичных кварцитах из гранодиорит-порфиров всегда имеется в большем или меньшем количестве тонкодисперсный турмалин, неуловимый микроскопом.

Постоянное содержание в гипогенной зоне описываемых вторичных кварцитов халькопирита равно в среднем около 0.5%, причем содержание это значительно ниже в пунктах, удаленных от ядра массива, как, например, на Южном Коунраде, к СВ от Железной сопки и к З от разреза П. Халькопирит встречается, подобно пириту, рассеянным

в породе и жилками, причем последняя форма его нахождения проявлена значительно чаще, нежели для пирита. Мне приходится здесь лишь попутно отметить главные черты распространения и форм нахождения их в породе. Очень характерным для вторичных кварцитов из гранодиорит-порфиров является большее содержание в них пирита, нежели во вторичных кварцитах из эффузивных порфиров; это хорошо связывается с большим содержанием магнетита и темноцветных компонентов в свежих породах первого типа, нежели второго.

Кроме того, в первом типе яснее и обильнее проявлены „псевдоморфозы“ или, вернее, концентрация пирита на фоне бывших роговых обманок и биотита (фиг. 9 и табл. VIIIb).

Весьма характерным для вторичных кварцитов из гранодиорит-порфиров является очень редкая встречаемость в них андалузита, почти полное отсутствие диаспора и совершенное отсутствие корунда и алунита. Из всех 800 шлифов, падающих на вторичные кварциты из гранодиорит-порфиров, андалузит был обнаружен в 40 случаях,¹ диаспор в 1 и корунд с алунитом ни разу. Молибденит во вторичных кварцитах из гранодиорит-порфиров встречается редко.

Очень характерно полное отсутствие в них карбонатов и даже алюмосиликатов, фиксирующих Са, отчасти Mg: эпидота, цоизита и др. То же наблюдается и во вторичных кварцитах из эффузивных порфиров.

Последней характерной особенностью вторичных кварцитов из гранодиорит-порфиров является частая встречаемость в гипогенной зоне опала, при переходе вторичных кварцитов в неизменные породы.

Формы нахождения опала, его развитие, отношение к другим вторичным минералам — все это уже было указано ранее. Мне остается прибавить лишь следующее: развитие гипогенного опала замечено почти во всех случаях перехода кварцитов в свежие гранодиорит-порфиры на глубине 100—150 м: скв. 28, 111, 4 — разрез IX, скв. 108 — разр. VIII; скв. 145, 70 и 206 — разр. XI. Особенно хорошо выражено развитие опала и его отношение к первичным и вторичным минералам по скв. 4, на глуб. 52 м, а также скв. 206, на глуб. от 130 до 150 м, и скв. 70, на глуб. 180 м. В первом случае мы имеем весьма убедительные образцы псевдоморфоз серицита и опала по плагиоклазам-вкрапленникам (табл. XVIII), а во втором — „псевдоморфозы“ опала, „серицита“, рутила и пирита по бывшим темноцветным: биотиту или роговой обманке.

Химизм и сущность минеральных изменений

Для определения химического состава вторичных кварцитов из гранодиорит-порфиров мною приведена табл. 25 анализов пяти наиболее

¹ Остаточные структуры неясные. Весьма возможно, что это всё-таки бывшие эффузивы.

Таблица 25

Состав	1	2	3	4	5	6	7	Весовой минеральный состав, исходя из среднего химич. состава (графы 7) (в %)
SiO ₂	67.33	75.64	71.22	77.28	65.24	65.64	71.00	Кварца . . . 52
Al ₂ O ₃	16.40	13.25	18.14	13.20	20.06	19.37	17.78	Серицита . . 41.6
Fe ₂ O ₃	1.99	0.63	1.25	1.13	0.87	1.11	1.00	Турмалина . . 4
FeO	1.58	1.06	0.32	0.50	1.25	0.50	0.72	Пирита . . . 1.6
TiO ₂	0.45	0.10	0.24	—	0.69	0.44	0.37	Халькопирита 0.4
CaO	2.99	0.58	0.30	0.55	0.69	0.26	0.53	Рутила . . . 0.4
BaO	0.06	0.10	0.09	—	—	—	0.10	Сумма . . 100
MgO	1.63	0.85	0.30	0.65	2.63	1.14	0.91	
MnO	0.12	следы	следы	0.01	0.14	0.02	0.03	
K ₂ O	1.97	2.80	2.96	3.46	3.64	4.82	3.53	
Na ₂ O	3.71	следы	следы	0.31	0.12	0.84	0.25	
H ₂ O гигр.	0.50	0.14	0.33	0.05	0.47	0.42	0.28	
Потери при прокал.	0.92	2.03	3.77	1.67	1.85	3.33	2.53	
CO ₂	нет	—	—	нет	нет	—	—	
ZrO ₂	—	—	—	нет	—	—	—	
P ₂ O ₅	0.13	0.08	0.16	—	—	—	0.12	
Cd	—	—	—	нет	—	—	—	
SnO ₂	следы	—	—	следы	—	—	—	
MoO ₃	следы	—	—	—	—	—	—	
Bi	—	—	—	следы	—	—	—	
S	-0.29	-1.32	-0.53	1.15	1.38	-1.05	1.09	
B ₂ O ₃	0.14	0.92	0.67	—	0.58	—	0.43	
F	0.04	0.09	0.03	—	—	—	—	
Cl	0.03	0.05	0.08	—	—	—	—	
CuO	0.09	0.81	0.09	0.39	0.19	0.68	0.53	
Итого	100.35	100.45	100.48	100.35	100.40	99.62	100.20	
Истинн. уд. вес . .	2.68	2.76	2.64	2.73	2.74	2.58	2.67	
Объемный уд. вес . .	2.64	—	2.55	2.47	2.67	2.21	2.47	
Пористость	1.50%	—	3.41%	9.52%	2.55%	14.34%	7.47%	

Примечание: 1. Среднее из 3 анализов неизмененных гранодиорит-порфиров и кварцевых диорит-порфиров Коунрада (стр. 57 и 62): скв. 145, глуб. 52 м.

скв. 48, глуб. 62.2—63.3 м, и № 107 пл. 11. 2. Серицитовый вторичный кварцит из скв. 133, глуб. 129.5—130.3 м, интенсивно пронизанный жилками кварца (аналитик ЦНИГРИ Е. Н. Егорова). 3. То же, но без жилок из скв. 110, глуб. 112.3—113.19 м (аналитик Е. Н. Егорова, ЦНИГРИ). 4. То же из скв. 127, глуб. 207—208 м, с жилками кварца (аналитик Н. П. Рашевский, Ленингр. Горный институт). 5. То же с очень редкими жилками из скв. 147, глуб. 170—171 м (аналитик Р. П. Ильницкий, ЦНИГРИ). 6. Полуизмененный гранодиорит-порфир с заметными остатками полевых шпатов. Скв. 121, глуб. 139—140 м (аналитик В. Н. Никифоров, Ленингр. Горный институт). 7. Среднее арифметическое из 2, 3, 4, 5 и 6.

типичных образцов, взятых исключительно из глубинной зоны. Для сравнения параллельно приведен средний состав свежих пород.

Сравнивая химический состав вторичных кварцитов из эффузивных порфиров (табл. 23) с приведенным средним анализом, мы видим, что и здесь порода в основном состоит из SiO_2 и Al_2O_3 .

Характер изменения окислов против свежей породы в общем аналогичен изменению их в полосчатых кварцитах. SiO_2 и Al_2O_3 увеличены весьма незначительно, и величина этого изменения не превышает колебания в содержании SiO_2 в различных разновидностях свежих пород.

Сумма Fe_2O_3 , FeO уменьшена в 2 раза.

TiO_2 изменено незначительно.

CaO уменьшено в 6 раз.

MgO уменьшено в 2 раза.

Na_2O и MnO практически вынесены.

K_2O увеличено почти в 2 раза.

Потери при прокаливании увеличены более чем в 2 раза.

S увеличена в 5 раз.

B_2O_3 увеличено в 3 раза.

Cu является почти целиком привнесенным.

Пористость породы увеличилась против пористости свежей породы в 5 раз.

Как и при описании химизма вторичных кварцитов из эффузивных порфиров, здесь я также подчеркиваю необходимость введения поправки на пористость для получения действительного представления о величине изменения массы каждого окисла.

Просматривая содержание отдельных окислов по приведенным выше анализам, мы видим, что MgO и Na_2O дают наиболее резкие колебания. Повышенное содержание MgO, доходящее до преобладания над MgO свежей породы, объясняется наличием в серицитовом агрегате хлоритов, порядка амезита (стр. 92 и 93). Характерно, что это повышенное содержание падает на образцы слегка зеленоватого оттенка, соответствующего оттенку амезита. MgO, очевидно, входит также и в молекулу серицита. Надо полагать, что и Fe частью входит в серицит, так как

при переводе химического состава среднего анализа на минералогический остается часть Fe, не связанного с серой.

Интересной особенностью серицита, замещающего плагиоклазы, является, как это было указано в главе о минералах, значительное содержание в нем Na_2O . В сериците же, замещающем щелочные полевые шпаты базиса, имеются лишь следы Na_2O (см. стр. 84 и 85).

Вопрос о том, куда входит CaO, разрешается анализами на этот окисел серицита и специальными анализами на CO_2 и SO_4 . Первые показали, что содержание CaO доходит до 0.53%. Вторые дали следы или полное отсутствие CO_2 и SO_4 . Отсюда следует, что CaO входит не в карбонат и не в сульфат, а связано с алюмосиликатом — с серицитом или с хлоритом.

В заключение описательной части необходимо охарактеризовать тот типичный переход под микроскопом измененных пород в свежие гранодиорит-порфиры, который наблюдается на глубине по многим скважинам. В качестве конкретного примера я возьму скв. 206.

Образец глуб. 124.4 — 125.19 м., как и все образцы выше, представляет обычный серицитизированный гранодиорит-порфир или вторичный кварцит, вкрапленный пиритом и халькопиритом; темноцветные компоненты замещены рутилом, „серицитом“, пиритом. Порода не магнитна.

Образец глуб. 125 — 130.45 м отличается от предыдущего наличием опала в серицитовом войлоке, заполняющем полевые шпаты. Сульфиды свежие не окислены.

Образец глуб. 140.01 — 141.01 м — того же характера, но с концентрацией опала не только на фоне бывших полевых шпатов, но и по жилкам вместе с халцедоном.

Образец глуб. 145 — 148 м — то же, но среди тонкодисперсного серицита выступают участки свежего неразложенного плагиоклаза и щелочного полевого шпата базиса. На фоне бывшего биотита появляется хлорит.

Образец глуб. 148 — 148.34 м — свежий нормальный гранодиорит-порфир с слабо серицитизированной полевошпатовой массой. На фоне ее появился обычный для гранодиорит-порфиров эпидот и хлорит. Исчез совершенно пирит и халькопирит и появился магнетит! Порода приобрела свои обычные магнитные свойства.

В ы в о д ы

Сравнивая описанные вторичные кварциты с исходными свежими породами, мы можем констатировать следующее:

1. Вторичные кварциты обладают значительно упрощенным против свежих пород минеральным составом; для характеристики этого положения привожу рядом два перечня минералов (табл. 26).

Таблица 26

М и н е р а л ы	
гранодиорит-порфиров	вторичных кварцитов из них
Кварц	Кварц
Плагиоклаз	—
Ортоклаз	—
Биотит	—
Амфибол	—
Магнетит	—
Апатит	—
Сфен	—
Циркон	Циркон
Хлорит	Хлорит
Эпидот	—
Карбонат	—
Рутил	Рутил
Биотит вторичный	—
—	Серицит
—	Каолинит
—	Опал
—	Турмалин
—	Пирит
—	Халькопирит

2. Минералы вторичных кварцитов обладают более простым химическим составом и характеризуются значительным содержанием летучих компонентов магмы: В, S и OH, отсутствующих или почти отсутствующих в гранодиорит-порфирах.

3. Важным фактом для вывода заключения о генезисе вторичного кварцита является следующее обстоятельство: при вдвое увеличенном против свежей породы содержании кварца и впятеро увеличенной пористости мы имеем в измененной породе лишь незначительное увеличение SiO_2 , выражающееся всего в 4%.

4. Отсутствие корунда, диаспора, а также ничтожная встречаемость андалузита являются очень важным фактом для выяснения генезиса описываемых кварцитов.

Почти все вторичные минералы, за исключением халькопирита, молибденита и дюрмортерита, являются псевдоморфозами, образовавшимися по первичным минералам.

5. Весьма показательна приуроченность опала к зоне, переходной в свежие породы. К этой же зоне приурочено преобразование кварцевых

жилок, которые обычны и местами интенсивны в направлении контакта с эффузивными порфирами.

6. Очень важным для вывода заключения о генезисе пирита фактом является:

а) преобладающее нахождение его в породе в рассеянном виде, в скоплениях, приуроченных к биотиту и амфиболу, в агрегатах на месте этих последних, а также на месте магнетита;

б) появление пирита при обязательном исчезновении магнетита и соответствующая потеря гранодиорит-порфиром своих магнитных свойств.

7. Вторичные кварциты из гранодиорит-порфиров характеризуются заметным присутствием в гипогенной зоне халькопирита, в среднем 0.4—0.5%; содержание его снижается при удалении от ядра массива к пологим склонам штока, особенно в южную и юго-восточную часть.

8. Вторичные кварциты из гранодиорит-порфиров, в общем, залегают под измененными эффузивными порфирами и образуют вместе с свежими гранодиорит-порфирами несколько удлиненный кверху и к СЗ шток, постепенно переходящий книзу в общую массу гранодиоритов.

9. Описанное отношение вторичных кварцитов из гранодиорит-порфиров к полосчатым кварцитам показывает, что гранодиорит-порфиры интродуцируют эффузивные породы и что в них кроется причина развития упомянутого выше ореола богатоглиноземных материалов: турмалина, люмюртерита, топаза и молибденита.

Общее заключение о вторичных кварцитах

Вторичные кварциты из песчанико-сланцев, или, вернее, кварцевомусковито-андалузитовые роговики, были описаны ранее в главе о породах интродуцированных. Обозначая их на карте под термином вторичные кварциты, я хочу подчеркнуть не только одно внешнее сходство с вторичными кварцитами из эффузивных порфиров, но также минералогическую и генетическую связи с ними.

Как песчанико-сланцы, так и эффузивные порфиры являются породами одинаково измененными в контакте с интродуцировавшими их гранитоидами, особенно с гранодиорит-порфирами.

Именно в этих породах, или, вернее, в их обогащенной летучими компонентами магме, кроется причина такого своеобразного и сильного изменения обеих пришедших в соприкосновение на глубине масс; с одной стороны, порфиров и песчанико-сланцев, а с другой — гранодиорит-порфиров. При общем сходстве изменения мы видели, что в первых, или в пассивных, породах оно выражено иначе, нежели во вторых, или в породах активной массы.

Таким образом имеется достаточно оснований, чтобы считать так наз. вторичные кварциты породами глубинно- или гипогенно-измененными.

D. СУПЕРГЕННО-ИЗМЕНЕННЫЕ ПОРОДЫ

(Зона развития каолинита и опала)

При картировке гранитов по периферии Коунрадского вторично-кварцитового массива создается такое впечатление, что все граниты юго-западной части, а особенно прикрытые галечниками, являются местами своеобразно до неузнаваемости измененными. То же впечатление мы получаем и при изучении в поле пород, слагающих весь большой Восточный лог и особенно его основание.

Было очень трудно макроскопически установить характер гранитоидов, из которых произошли несколько необычные по внешнему виду породы. Путем тщательного и длительного исследования их удалось, однако, установить, что они произошли из гранодиорит-порфиров, частично из гранодиоритов, а также из кварцевых диорит-порфиритов.

Описываемые в данной главе измененные гранитоиды отличны от вторичных кварцитов, или пород гипогенно-измененных. Так как скважин по периферии Коунрада нет, то я не имею возможности по характеристике глубинной зоны первых сделать сравнение их со вторыми. Но сравнение пород того и другого типа из окисленной зоны дает существенное отличие.

Каковы же внешние и внутренние особенности измененных пород первого типа и отличия их от вторичных кварцитов? Общим внешним признаком измененных гранитов и гранитоидов, развитых в Восточном и Юго-Западном логах, является их осветленный облик и пониженный удельный вес, колеблющийся в пределах от 1.73 до 2.47 максимально. Отсюда пористость этих пород выражается довольно высокой цифрой 7%—30%, что составляет вдвое-втрое большую среднюю пористость против вторичных кварцитов из гранодиорит-порфиров. Следующим общим внешним признаком являются ясно видимые псевдоморфозы белого и светлого плотного каолинитоподобного аморфного вещества, заполняющего бывшие полевые шпаты.

Помимо обычных пористых, но достаточно твердых и устойчивых удару молотка разновидностей измененных пород, преобладающих в показанной на карте зоне развития опала и каолинита, имеются еще во многих местах рассыпающиеся или мягкие пелитовые (глинистые) разности, — то светлые, то окрашенные лимонитом и тонкодисперсным гематитом в разнообразные яркие тона общего красноватого цвета. Эти глины „in situ“ обнаруживают реликтовую гранитовую или гранит-порфировую структуру: вкрапленники кварца и контуры полевых шпатов на общем аморфном землястом базисе. Они широко развиты в северной, северо-западной и западной частях территории поселка 2-й Коунрад и служат материалом для побелки и окраски его барачков. Далее они прощупываются шурфами у самого западного подножия горы Юж-

ный Коунрад (высотная отметка 511.5), а также в 14-м и 18-м планшетах около островков вторичных кварцитов из эффузивных порфиров. Кроме того, аналогичные пелиты наблюдаются в 11-м планшете у южного подножия гряды с высотной отметкой 518.8, на территории поселка 1-й Коунрад и по скв. 3 и 5.

При общем обзоре распределения измененных пород по периферии Коунрадского массива отмечаются следующие обстоятельства, весьма важные для понимания их генезиса.

1. Изменение пород локализовано почти исключительно в двух упомянутых выше главных логах Восточном и Юго-Западном, берущих свое начало в центральной части массива Коунрад, непосредственно у его рудного тела.

2. Подобное изменение пород не наблюдается ни к Ю и ЮВ, ни к С и СЗ от него, т. е. как раз там, где отсутствуют лога, где между вскрытым эрозией рудным телом и гранитоидами имеются для стекающих вод препятствия в виде хребтов полосчатых плотных андалузитово-серицитовых кварцитов.

3. Подобное изменение не наблюдается вообще и на значительном удалении от месторождения в направлении на С и ЮВ.

4. Описываемые изверженные породы, при сходном внешнем с гипогенно-измененными гранодиорит-порфирами облике и аналогичных каолинитоподобных псевдоморфозах по полевым шпатам, обладают существенным отличием: отсутствием кварцевых жилков и присутствием магнетита, замещенного, как мы видели, во вторичных кварцитах пиритом.

Я позволю себе выразить уверенность, что если магнетит в описываемых супергенно-измененных гранитоидах присутствует в поверхностной зоне, то он тем более имеет место и в более глубинной зоне и что в ней, очевидно, нет пирита, так характерного для вторичных кварцитов. Пирит присутствует лишь в супергенно-измененных вторичных кварцитах (в зоне их выщелачивания).

Все продукты супергенного изменения разделяются мною по исходным породам на три категории: 1) супергенно-измененные граниты, 2) супергенно-измененные гранодиорит-порфиры, гранодиориты и кварцевые диорит-порфириты и 3) супергенно-измененные вторичные кварциты.

Все они на карте показаны как породы зоны развития опала и каолинита.

В заключение считаю необходимым отметить, что лишь один из всех авторов геологической литературы о Коунраде, а именно М. П. Русаков, упоминает об этих породах, правильно замечая, что: „разности (вторичных кварцитов), богатые каолином, чаще всего наблюдаются в зоне окисления и выщелачивания и значительно реже в зоне первичных сульфидов.“ Этим замечанием он подчеркнул их в действительности иной генезис, нежели генезис вторичных кварцитов.

Супергенно-измененные граниты

Супергенно-измененные граниты развиты от места впадения большого Юго-Западного лога в периферическую часть массива и далее в том же юго-западном направлении, скрываясь под галечником и совершенно рыхлыми отложениями (№№ 73, 75, 184 и 153). За устьем лога и выше к его истокам они переходят, очевидно, в такие же измененные гранодиориты, а те в свою очередь в супергенно-измененные вторичные кварциты. Последние прослеживаются отдельными островками и пятнами в разных местах планш. 14, 15 и 11 и преимущественно у основания сопки, сложенных полосчатыми вторичными кварцитами.

Картировка этих отдельных пятен, а также и границ развития отдельных гранитоидов была затруднена наносами и общностью их макроскопических признаков.

Таким образом показанная на ЮЗ граница указанных пород является условной, включающей и измененные гранодиориты.

Макроскопически супергенно-измененные граниты — легкие, светлорозовые, светлые розоватые или буроватые, крупнозернистые, пористоздреватые, в общем сохранившие свой гранитовый облик породы. Удельный вес их (объемный) = 1.96. Пористость равна 22.53%. Обнаруживают иногда полосчатость, по которой легко отслаиваются, как, например, в основании увалистой сопки, прикрытой галечником, в 300 м к З от поселка 2-й Коунрад. На общем фоне штуфа довольно четко выделяются белые неправильные пятна, поддающейся ножу твердой аморфной массы, отвечающей бывшим щелочным полевым шпатам. Также хорошо видны крупные и мелкие зерна остаточного кварца. Иногда они „обволочены“ тем же белым плотным аморфным веществом, и весь образец породы становится похожим на лимонитизированный конгломератовидный песчаник и кажется непонятным без изучения связи подобных образований с поверхностным изменением гранита.

Под микроскопом в шлифе виден крупнокристаллический агрегат чистого ксеноморфного кварца и грязнобуроватых зерен бывших полевых шпатов, целиком заполненных изгибающимися чешуйками и пластинками каолинитоподобного минерала. Размеры этих пластинок доходят иногда до 1.5 мм, но в среднем они всегда микроскопические, порядка 0.04—0.02 мм. Кроме кварца из первичных минералов наблюдается магнетит, переходящий в мартит. Изотропное буроватое вещество, загрязняющее пластинки, преломляет резко ниже канадского бальзама и растворяется в едкой щелочи. Эти признаки, а также химический состав породы, дают основание считать ее опалом. Под микроскопом заметно много рассеянного лимонита.

Каолинитоподобный минерал обладает двупреломлением максимумом 0.011, но имеется также много пластинок с очень низкой интерференционной окраской, и получается впечатление присутствия другого

„каолинита“. Установить же в каждом отдельном случае, отвечает ли низкая или высокая интерференционная окраска сечению $N_g N_p$ — или другому сечению — не представилось возможным. Исследование затрудняется сильным изгибанием по спайности отдельных пластинок минерала, создающим неясные коноскопические фигуры. Погасание в отношении спайности прямое, или почти прямое, что также неясно. Знак спайности $+$. В изотропном сечении спайности нет, и в коноскопе виден почти одноосный крест. Знак минерала — $2V$, измеренное при помощи слюды с иммерзионным объективом $1/12$, оказалось около $5-10^\circ$. Рентгенометрический анализ белого вещества, состоящего под микроскопом преимущественно из „каолинита“ и опала, дал на дебаеграмме кристаллический каолинит. Анализ произведен Е. Ф. Алексеевой в рентгенометрической лаборатории ЦНИГРИ (обр. № 73 с 14-го планш.).

Кристаллооптические признаки описанного выше каолинита увязываются с признаками обычного каолинита, отличаясь от него двупреломлением и погасанием. Считаясь с данными дебаеграммы и, кроме того, косвенными указаниями валового состава породы (см. химический анализ), следует сделать вывод, что пластинчатый каолинитоподобный минерал, замещающий полевые шпаты, является действительно обыкновенным каолинитом.

Таким образом описанная порода определяется как каолинизированный и опализированный гранит. Валовой химический анализ его, произведенный в лаборатории Ленингр. Горного института химиком А. П. Тарасовой под руководством проф. П. Я. Сальдау, обнаружил следующую картину (табл. 27).

Таблица 27

Окислы	Неизмененн. гранит (обр. № 164) по съемке 1:25000 масшт.	Каолинизиров. и опализир. гранит (обр. № 73, планш. 14)
SiO_2	71.57%	65.45%
TiO_2	0.39	0.37
Al_2O_3	14.37	19.49
Fe_2O_3	1.30	3.57
FeO	0.89	0.32
CaO	1.35	0.02
MgO	0.55	0.37
K_2O	4.25	0.21
Na_2O	3.66	0.30
Гигр. вода	0.19	2.16
Потери при прокал.	0.60	7.72
Истинн. уд. вес	2.65	2.53
Объемн. уд. вес	2.60	1.96
Пористость	1.89%	22.53%

Как видно из анализа, наша порода в основном (на 98%) состоит из трех окислов: Si, Al и Fe, с прибавлением значительного количества воды. Все остальные окислы являются практически вынесенными. Как результат этого выноса мы имеем увеличение пористости породы более чем в 10 раз.

Наиболее устойчивыми минералами в происшедшем изменении являются кварц и магнетит, все остальные разложены. Отсутствие в измененных гранитах пирита, кварцевых жилок, турмалина и, наоборот, наличие магнетита, а также иной оптический характер каолинита убеждают нас в том, что описанное изменение породы происходило в иных условиях, нежели серицитизация и каолинизация полевых шпатов в пределах рудного участка (в ядре массива) в контакте гранодиорит-порфиров и эффузивных порфиров.

Супергенно-измененные гранодиорит-порфиры

Зона измененных гранодиорит-порфиров занимает все устье большого Восточного лога, берущего свое начало у рудного тела. Совместно с зоной супергенно-измененных вторичных кварцитов она составляет один общий контур, напоминающий широкий веерообразный конус выноса, образованный при впадении лога в равнину, окружающую месторождение и массив Коунрад. Показанная на карте зона супергенно-измененных гранодиорит-порфиров под названием „зона развития каолинита и опала“ не претендует на точность границ и частично включает в себя как измененные гранодиориты, так, возможно, и кварцевые диорит-порфириты. Отсутствие обнажений в этой части, а также изменение, местами сильно маскирующее первичный характер пород, не позволили ни провести здесь точных границ, ни выделить отдельные разновидности.

Описываемые породы по внешнему своему виду представляют несколько больше разнообразия, нежели измененные граниты. Прежде всего необходимо отметить, что красноватая и буроватая окраска, характерная для измененных гранитов, обусловленная, очевидно, наличием лимонита и гематита (мартита) для измененных гранодиорит-порфиров, не характерна или даже отсутствует.

Измененные гранодиорит-порфиры (обнажения 159, 160, 181, 123, 66, 64, 183) — породы макроскопически светлого или светлосерого цвета, с хорошо выраженной текстурой бывших гранодиорит-порфиров. В свежем изломе штуфа ясно видны вкрапленники кварца, а также контуры полевых шпатов, замещенные белым плотным аморфным веществом; светлый фон породы часто пестрит темносерыми, правильными пятнами — скоплениями блестящей мелкочешуйчатой темной слюдки; это хорошо видно не только в лупу, но и простым глазом. Пятна эти очень напоминают бывшие амфиболовые и биотитовые вкрапленники.

Под микроскопом порода представляет собой порфирированный агрегат, состоящий из микрозернистого базиса, вкрапленного крупным остаточным кварцем и крупными идиоморфными скоплениями каолинита, серицита и опала, образовавшимися по бывшим полевым шпатам. Базис является гранитовидным агрегатом первичного кварца и скоплений-псевдоморфов каолинита и опала по ортоклазу и альбиту. Из реликтовых минералов помимо кварца наблюдается циркон и очень часто магнетит, переходящий в мартит. Скопления темной слюдки на месте бывших темноцветных минералов представляют собой под микроскопом то неопределенной формы пятна, то весьма правильные прямоугольники — агрегаты чешуек и пластинок, не постоянных по своей плеохроичной окраске.

Детальное исследование показало: 1) что темная слюдка тесно ассоциируется вместе с опалом и магнетитом и постепенно переходит от разностей густоокрашенных к разностям с совершенно исчезающей окраской; 2) что параллельно уменьшению в ней окраски идет уменьшение $N_g - N_p$; 3) что иногда окраска исчезает совершенно (№ 159) и темная слюдка заменяется, таким образом, „светлой слюдой“, или, вернее, каолинитом (№ 181), описанным выше в измененных гранитах; 4) что формы развития темной слюдки, за исключением размеров, такие же как и каолинита.

Все это говорит о тесной „органической“ связи темной слюдки с каолинитом. Очевидно, этой постепенно и закономерно меняющейся оптике соответствует и изменение химического состава минерала. Кристаллооптические признаки темной слюдки для густоокрашенных высокодвупреломляющих разновидностей следующие: $N_g = 1.657$, $N_p = 1.587$.

Плеохроизм по N_g от густокоричневого до бледнозеленовато-коричневого,

„ „ N_p бледнозеленовато-коричневый,

„ „ N_m зеленовато-коричневый,

$N_g - N_p =$ до 0.080 (неясные зеленовато-розоватые цвета 4-го порядка),

$2V$ от -15° для густоокрашенных до -5° для светлых разновидностей.

Необычайно высокий показатель преломления слюдки, а также необычайно высокое двупреломление говорят против принадлежности ее к группе обычной высокотемпературной биотитовой слюды. В справочниках и литературе по соответствующему вопросу мне пришлось остановиться на группе хлоропала, на нонтроните, у которого кристаллооптические признаки близки к описанным, за исключением двупреломления.

Однако при выводе минералогического состава из нижеприведенного химического анализа породы невозможно получить состав нонтро-

нита вследствие неопределенности в содержании H_2O в нашем опале. При действии на слюдку горячей HCl средней концентрации она потеряла свою темную окраску и образовала гель SiO_2 ; растворитель же окрасился в зеленый цвет.

Таким образом наша темная слюдка представляет, очевидно, какую-то железистую разновидность из ряда каолинит-понтронит, исследование которой было бы весьма полезно как с чисто генетической стороны, так и в интересах обогащения наших минералогических знаний о группе каолинита.

Псевдоморфоза каолинита и опала по полевошпатовой массе была исследована рентгенометрически в обр. № 159 с 12-го планшета. Результаты анализа помещены в общую сводную таблицу анализа; они подтвердили каолинит и сходство его со всеми другими каолинитами супергенно-измененных пород, в том числе и из вторичных кварцитов.

Химический анализ двух наиболее типичных образцов измененных гранодиоритов дал следующие результаты. Рядом для сравнения приведены анализы свежих гранодиорит-порфиров (табл. 28).

Таблица 28

Окислы	1	2	3	4
SiO_2	67.33	74.2	70.76	72.48
Al_2O_3	16.40	15.06	15.77	15.42
Fe_2O_3	1.99	1.81	2.08	1.95
FeO	1.58	0.32	0.43	0.37
MnO	0.12	нет	0.09	0.04
TiO_2	0.45	0.48	0.28	0.35
CaO	2.94	0.49	0.41	0.45
MgO	1.63	0.33	0.85	0.58
K_2O	1.97	1.42	1.85	1.68
Na_2O	3.71	0.48	0.46	0.47
H_2O гигр.	0.50	1.50	2.14	1.82
Потери при прокал. .	0.92	4.02	5.21	4.62
Итого	99.54	100.06	100.33	100.18
Истинн. уд. вес . . .	2.68	2.60	2.58	2.59
Объемн. уд. вес . . .	2.64	2.42	1.96	2.19
Пористость	1.50%	6.92%	24.07%	15.50%

Примечание. 1. Среднее из 3 анализов свежих гранодиорит-порфиров Коунрада. 2. Каолинизированный и опализированный гранодиорит-порфир. Обр. № 159, планш. 12-й в северо-восточном углу. Аналитик А. И. Тарасова (Ленинград. Горный институт. 3. То же, обр. № 160, планш. 8-й из траншеи железнодорожной колеи. Аналитик А. И. Тарасова. 4. Среднее из 3 и 2.

Как видно из таблицы, характеристика химического состава происшедших изменений, в общем, сходна с приведенным для гранита, за исключением содержания K_2O и H_2O . Первое значительно выше и второе значительно ниже, благодаря присутствию светлой слюды.

По характеру минералогического состава породы, наличию опала каолинита, нонtronита, их отношению к первичным минералам (полевым шпатам и темноцветным), присутствию магнетита — можно с уверенностью сказать, что здесь, как и в описанных выше измененных гранитах, мы имеем дело с совершенно иными причинами изменения породы нежели те, которые описаны для вторичных кварцитов.

По всем признакам это изменение ограничивается, сравнительно с мощностью описанных кварцитов, весьма небольшим горизонтом и распространяется, надо полагать, до глубины всего лишь 30—40 м. Оно затрагивает лишь поверхностную зону, зону окисления, а глубже мы имеем свежие породы.

Супергенно-измененные вторичные кварциты

При изучении вторичных кварцитов из гранодиорит-порфиров юго-восточной и восточной границы рудного тела мы все чаще и чаще встречаем в них, вместе с серицитом, оптически отрицательный каолинит. Начиная с территории поселка 1-й Коунрад или, вернее, с главного истока Восточного лога, мы имеем отсюда и далее вниз по его течению сплошную толщу пелитов, как, например, в скв. 3, мощностью до 40 м.

Эта полурыхлая, сильно пористая, белого цвета масса почти лишена той характерной сетчатой жилковатости, которая присуща гипогенно-измененным гранодиорит-порфирам. Встречающиеся здесь редкие трещинки дают иногда обильное заполнение халькозином, но чрезвычайно бедное в общей массе породы.

Внешне пелиты обнаруживают реликтовую структуру бывших гранитоидов, очевидно, гранодиорит-порфиров (№ 183), кварцевых диорит-порфиритов (№ 63, 64) и в отдельных случаях, возможно, бывших эффузивных порфиров.

В противоположность предыдущим измененным гранитоидам, данные породы, подобно вторичным кварцитам, вкраплены пиритом.

Под микроскопом порода представляет собой агрегат трех минералов: кварца, каолинита, пирита и редких зерен рутила. Хорошо видны псевдоморфозы выполнения каолинитом и вторичным кварцем бывших вкрапленников полевых шпатов. Темноцветные минералы замещены „серицитом“; опал отсутствует. Рентгенометрический анализ псевдоморфозы по полевым шпатам дал каолинит и кварц с заметным присутствием серицита (табл. 17). Алувит, о котором пишет М. П. Русаков (25, стр. 46), в этих шлифах, как и во всех супергенно-измененных породах, мною ни разу не встречен.

Еще раз подчеркиваю, что алунит как в гипогенно-измененных, так и в супергенно-измененных гранодиорит-порфирах не имеет места.

В отдельных случаях, как, например, в скв. 75, на глуб. 120 м, встречается совсем рыхлая масса, состоящая исключительно из кварца и пирита. Эта масса представляет собой по существу „сыпучку“, аналогичную сыпучке уральских колчеданных месторождений. Как и там, медь здесь выщелочена и присутствует в сотых долях процента.

Химический анализ пелитизированных вторичных кварцитов дал следующие результаты (табл. 29). Рядом для сравнения приведены анализы свежих гранодиорит-порфиров, а также вторичных кварцитов из них. К сожалению, я располагаю анализами пелитов, взятых из поверхностной зоны.

Наибольшее сходство в химизме данных пород имеется с измененными гранитами. Как те, так и другие, обладают наивысшей пористостью, наибольшим содержанием H_2O и наимизшим — щелочей и щелочных земель.

Таблица 29

С о с т а в	1	2	3	4	5
SiO ₂	67.33	71.0	64.6	66.02	65.31
Al ₂ O ₃	16.40	16.78	24.01	22.18	23.09
Fe ₂ O ₃	1.99	1.0	0.72	1.21	0.96
FeO	1.58	0.7	—	0.36	0.36
MnO	0.12	0.03	0.02	следы	0.01
TiO ₂	0.45	0.37	0.66	0.51	0.58
CaO	2.94	0.53	0.37	0.34	0.35
MgO	1.63	0.91	0.24	0.43	0.33
K ₂ O	1.97	3.53	0.47	0.60	0.53
Na ₂ O	3.71	0.25	0.05	0.14	0.09
H ₂ O гигр.	0.50	0.28	0.85	0.56	0.70
Потери при прокал.	0.92	2.53	8.87	7.46	7.84
Итого	—	—	100.35	99.81	100.15
Истинн. уд. вес	2.68	2.67	2.51	2.58	2.54
Объемн. уд. вес	2.64	2.47	1.78	2.32	2.03
Пористость	1.50%	7.47%	31.0%	10.08%	20.58%

Примечание. 1. Среднее из 3 анализов свежих гранодиорит-порфиров Коунрада (табл. 25). Состав неполный. 2. Среднее из 5 анализов вторичных кварцитов и из гранодиорит-порфиров Коунрада (табл. 25). Состав неполный. 3. Образец каолинизированного вторичного кварцита № 64 из планш. 11 у электростанции. Аналитик Б. М. Френкель (ЦНИГРИ). 4. То же, № 63, там же. Аналитик Н. В. Левенфиш (ЦНИГРИ). 5. Среднее из 3 и 4.

Е. НОВЕЙШИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

В группу этих пород я выделил рыхлые нецементированные породы, прикрывающие подножие каменистого массива Коунрад. К ним относятся два резко различных типа: 1) галечники и 2) современные наносы.

Первые окаймляют южную часть Коунрада, вторые же залегают тонким покровом по всей периферии и особенно мощным слоем прикрывают северо-западную часть массива.

Галечники

Галечники в пределах месторождения занимают несколько различных по величине участков и распространены от поселка 2-й Коунрад на СЗ и далее на С до границы с 1-м планшетом. Они слагают оригинальные вытянутые холмы с плоскими столовыми вершинами, резко контрастирующими с рельефом кварцитовых сопок и хребтов.

Галечники залегают исключительно на гранитах или среди современных наносов, перемешиваясь с ними, как, например, в северо-западной части массива. Провести здесь точное картирование отложений не удастся вследствие неопределенности контуров. Во многих шурфах, пробитых до глубины 3—4 м, мы наблюдаем в красновато-охристой щебенке совместное нахождение щебенки и окатанной кварцитовой гальки, выпавшей из галечников.

Наиболее крупный участок галечника протягивается далеко на ЮЗ от устья большого лога. Вначале, участками, галечник довольно сгущенный, далее же он постепенно разрежается суглинком и щебенкой современных наносов, плывущих с массива.

В окрестностях Коунрада было отмечено нахождение конгломератов вместе с галечниками. Там было установлено происхождение последних путем размывания, дезагрегирования первых.

На нашем участке конгломераты отсутствуют. При внимательном изучении галечника оказывается, что он состоит целиком из окатанных обломков вторичных кварцитов Коунрада. Макроскопически в них хорошо проявлена реликтовая флюидальная полосчатость, аналогичная такой же на коренных скалистых выходах кварцитов планшетов 5 и 6. Размеры гальки разнообразные; средняя величина их 5—10 см. Попадают иногда валуны до размера головы. Окатанность материала довольно хорошая. Очень показательным из всех галечниковых участков является вытянутая в северо-восточном углу 9-го планшета плоская гряда, чрезвычайно похожая на береговой вал Балхашского галечника. С одной стороны, она примыкает к кварцитам, с другой—окружена наносами. Галька ее целиком состоит из тех же тонко-полосчатых вторичных кварцитов, которыми сложена большая округлая сопка с высотной отметкой 539.7 в 5-м планшете.

Подобный характер гальки, валлообразная форма ее скоплений, кольцевое распределение последних у подножия массива — все это свидетельствует о том, что в далекие геологические времена у каменистых склонов Коунрадского кварцитового массива волны какого-то большого водного бассейна совершали свою разрушительную работу. Но нет никаких оснований утверждать, что образование галечников есть именно продукт деятельности древнего Балхаша, т. е. озерного бассейна со сравнительно молодой историей, согласно исследованию крупнейшего авторитета — географа Л. С. Берга и геолога Д. И. Яковлева.

Переход галечников за пределами участка в плотные конгломераты, широкое развитие их в других местах Западного Прибалхашья, а также многие другие данные заставляют нас отнести галечники к образованиям меловым и не позднее третичного времени.

Современные наносы

Современные наносы на площади месторождения, как и в его окрестностях, представлены суглинками, глинами и мелкоземами, перемешанными с щебенкой и дресвой. Сюда необходимо было бы отнести также и тот скалистый делювиальный свал и щебенчатые россыпи, которые спускаются в тальвегах по крутым каменистым склонам массива.

На прилагаемой карте месторождения наносы показаны лишь в северо-западной части, где они обладают большой мощностью (свыше 3 м); в прочих же местах они менее мощны и везде расщурфованы до коренных пород, а потому на карте отсутствуют.

Распространение наносов ограничивается главным образом подножием массива и логами. Общая обнаженность массива при исключении периферической части выражается цифрой более 50%.

IV. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МАССИВА КОУНРАД И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕНЕЗИСА ЕГО ПОРОД, РУД И МИНЕРАЛОВ

Изложенный в предыдущих главах материал позволяет мне сделать следующие выводы о геологическом строении массива Коунрад и генезисе его пород, руд и минералов.

Гранодиорит-порфиры

Гранодиорит-порфиры, с которыми связано все медное оруденение Коунрада, представляют породы, несомненно, интрузирующие флюидально-полосчатые порфиры („фельзиты“). Возможность обратных отношений между ними, как следует по теории М. П. Русакова, не допускается ни одним из наблюдаемых фактов.

Глубокие скважины рудного участка и реставрация по разрезу эродированной части гранодиорит-порфировой интрузии определяют ее форму конической: расширенной к основанию и суженной кверху. Интрузивное тело в первоначальном своем виде рисуется нам в форме конического и крутого с северо-западной стороны штока, приподнятого над современным гранитным подножием массива на 200 — 250 м максимум. Горизонтальное поперечное сечение штока в его средней части (на уровне подошвы массива) равно примерно 600 — 700 м.

Общая и более или менее правильная форма штока осложнена отдельными, отходящими от него апофизами, а также глубоко опущенными в интрузию участками-отторженцами пород эффузивно-осадочной кровли.

В основании штока гранодиорит-порфиры переходят постепенно в гранодиориты, а те, в свою очередь, в граниты. Первое отношение установлено скважинами, второе же я принимаю на основании общей совокупности приведенных выше фактов, аналогий перехода гранодиоритов в гранодиорит-порфиры и кварцевые диорит-порфириты, а также на основании отсутствия явлений резкого контакта гранитов с гранодиоритами. Наличие в апофизах интрузивного штока кварцевых диорит-порфиритов как более основных и менее раскристаллизованных разновидностей гранодиорит-порфиров еще более подтверждает мое предположение о тесной генетической связи гранитов с гранодиоритами,

а следовательно, с гранодиорит-порфирами и кварцевыми диорит-порфирами. Пространственная разобщенность всех этих четырех пород гранитной магмы, локализованных в одном и том же относительно небольшом интрузивном теле, имеет определенную закономерность: размещение более основных и менее раскристаллизованных гранитоидов в периферической апикальной части, а кислых и кристаллических пород в нижней части, в основании штока.

Все эти факты подтверждают проводимую мной уже выше мысль о том, что гранодиорит-порфировый шток есть, по существу, одна из апикальных верхушек гранитной интрузии, или, вернее, ее мощная апофиза. Более основной характер пород штока объясняется, очевидно, ассимиляцией периферической частью интрузии песчанико-сланцев и диабазов, проплавленных и обрушенных магмой при ее движении вверх, в толщу кислых эффузивов. Весьма возможно, что образование гранодиорит-порфиров в апикальной части гранитной интрузии вызвано дифференциацией вследствие неравномерного падения температуры в разных частях батолитической массы. Возрастание концентрации выделившихся темноцветных компонентов и плагиоклазов могло повести к обогащению ими периферической части массива. В дальнейшем процессе часть этой более основной магмы из краевой части магматического очага могла быть выжата вверх и образовать апофизу или шток. Естественно, что концентрация летучих компонентов резко повысилась вверху в апикальной части интрузии. Это обусловило более позднее застывание штока сравнительно с другими частями батолита.

Густая и тонкая трещиноватость измененных гранодиорит-порфиров, залеченная кварцем, произошла вследствие усадки интрузивного штока, при застывании его массы. Эта трещиноватость прямо пропорциональна явлению серицитизации гранодиорит-порфиров. Наиболее интенсивно она проявлена в верхней эндоконтактной зоне, в зоне, обладавшей наибольшей кривизной поверхности и вошедшей к тому же в соприкосновение с наиболее холодными частями кровли. По мере углубления в шток трещиноватость затухает, а также затухает серицитизация, окварцевание, пиритизация, халькопиритизация и прочие виды минералообразования. Амплитуда развития этих явлений, как видно из главного разреза, определяется современными скважинами глубиной в 300—350 м максимально от верхушки интрузивного штока.

Эффузивные порфиры

Полосчато-флюидалные (сферолитовые, перлитовые и пр.) порфиры, или, по терминологии М. П. Русакова, „фельзиты“, образовались раньше гранодиорит-порфиров; они секутся последними и обнаруживают все признаки их контактового воздействия. „Фельзиты“ являются породами интродуцированными, а не интродуцирующими, пассивными, а не активными, и за это говорит следующее:

а) превращение их в контакте во вторичные кварциты,
 б) развитие в них контактового ореола из андалузита, топаза, жорунда и диаспора,

в) перпендикулярное, а не параллельное к контакту с гранодиорит-порфирами расположение флюидалной полосчатости (фиг. 5).

Таким образом флюидално-полосчатые порфиры ни в коем случае не могут считаться породами кольцевой дайки, секущей гранодиорит-порфиры. Кольцеобразность дайки опровергает массовая картировка флюидалной полосчатости. При нанесении на план последняя располагается не кольцеобразно, а по одному направлению (северо-западному) и направлению, согласному с простираем пород осадочной толщи. Последнее обстоятельство, а также четкие лавовые структуры полосчатых порфиров, переход их в нижних горизонтах в лавовые брекчии и туфы, смена их диабазами—все это говорит за эффузивность порфиров и определяет их как покровные, излившиеся на поверхности, кислые лавы.

Вторичные кварциты

Вторичные кварциты Коунрада образовались в зоне контакта апикальной части гранодиорит-порфирового штока с эффузивными порфирами. Они произошли как из тех, так и из других и являются породами гипогенно-измененными, по существу—породами эндо- и экзоконтакта. Превращение пород во вторичные кварциты несомненно обязано влиянию высокой температуры и воздействию магматических дистиллятов (газов и растворов), выделявшихся в продолжение всего процесса застывания интрузии, начиная с огненножидкой стадии и кончая гидротермами.

Прежде чем перейти к разбору условий и последовательности минералообразования во вторичных кварцитах, необходимо подчеркнуть главнейшие выводы, наметившиеся еще в описательной части.

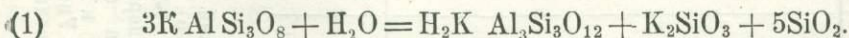
1. Первый и наиболее важный вывод—это сравнительно небольшое, вопреки распространенному мнению, повышение кислотности во вторичных кварцитах против исходных пород. Я уже приводил грубый расчет, указывающий, что увеличение в породе кварца совершенно не соответствует данным валового химического анализа вторичных кварцитов на SiO_2 . Содержание кварца в них увеличено на 200—250%, тогда как содержание SiO_2 увеличено всего лишь на 5%. Я не ограничился грубым расчетом, а попытался, по примеру Ransom'a, при сравнении содержания окислов обеих пород ввести поправку на пористость, памятуя, что в конечном счете нас интересует, грубо выражаясь, не химизм массы породы, а химизм ее объема. Нам важно знать количественное изменение вещества окислов в реальном объеме породы, а не в порошковой массе искусственно измельченного для анализа штуфа. Ниже (табл. 30) я привожу такой расчет с поправкой на пори-

мость для вторичных кварцитов из гранодиорит-порфиров. Не стану утверждать, что приведенные в табл. 30 данные претендуют на действительно точную количественную оценку изменения вещества окислов. Несомненно, что для этого нужно большее количество анализов. Но во всяком случае, произведенный мной расчет даже для немногих анализов подводит более прочную базу под наши заключения о выносе-привносе вещества.

Из рассмотрения табл. 30 следует, что введенная поправка на пористость приводит к противоположному выводу: при кажущемся увеличении (см. графы 1 и 2) в измененной породе SiO_2 и Al_2O_3 — фактически этого увеличения нет, а наоборот, имеется налицо вынос (графы 1с и 2с).

В выборе образцов вторичных кварцитов для химических анализов я руководствовался принципом вывода из них среднего типа, т. е. пытался представить как сильно окварцованные разности, так и слабо окварцованные. Таким образом полученный вывод относится именно к этому среднему и наиболее распространенному типу; крайние же случаи, очевидно, дают отклонения от него как в сторону обогащения SiO_2 , так и в сторону значительного обеднения.

Итак во вторичных кварцитах, происшедших из гранодиорит-порфиров, средние данные валовых анализов с поправкой на пористость не показывают привноса SiO_2 . Если мы к этому важнейшему факту присоединим еще факты скоплений-псевдоморфоз кварца и серицита, опала и серицита по полевым шпатам, то источник SiO_2 в окварцевании гранодиорит-порфиров станет более реальным. Этим источником является, как уже давно указывали П. Н. Чирвинский (27), Budington A. F. (31), Stiewart C. A. (64), Sommers R. F. (31) и др., не магма и ее кислые дестилляты, а сама же полевошпатовая масса застывшей магмы, выделившая SiO_2 при ее серицитизации, от воздействия магматических дестиллятов. Переход полевых шпатов в серицит совершается, очевидно, по следующей формуле:



Таким образом кремнекислота в процессе „вторичной кварцитизации“ вероятнее всего переотложена, а не привнесена с магматическими растворами и газами. Но здесь мне могут указать на факт густой кварцевой жилковатости, составляющей главный эффект кварцитового облика породы, и сказать, что эти секущие жилки являются ярким примером образования, происшедшего после серицитизации породы, а следовательно, свидетельствуют о привносе SiO_2 . Я должен тогда возразить, что, во-первых, в этих жилках часто встречаются тот же серицит и прочие минералы вторичных кварцитов и что, во-вторых, образование кварца в секущих жилках может произойти с тем же успехом и

Таблица 30

Окислы	1	2	1а	2а	1б	2б	1с	2с	3	4	5
SiO ₂	67.33	71.00	67.13	70.86	179.91	189.18	177.23	175.02	— 2.21	—0.83	— 1.25
Al ₂ O ₃	16.40	16.78	16.35	16.75	43.83	44.72	43.17	41.36	— 1.81	—0.68	— 1.16
Fe ₂ O ₃	1.99	1.00	1.98	0.99	5.31	2.64	5.23	2.44	— 2.79	—1.06	— 51.43
FeO	1.58	0.72	1.58	0.72	4.23	1.92	4.17	1.78	— 2.39	—0.90	— 57.30
MgO	1.63	0.91	1.62	0.90	4.34	2.34	4.28	2.22	— 2.06	— 0.78	— 48.10
CaO	2.99	0.53	2.98	0.53	7.99	1.41	7.86	1.31	— 6.55	—2.48	— 83.30
MnO	0.12	0.03	0.13	0.03	0.35	0.08	0.34	0.07	— 0.27	—0.10	— 80.00
BaO	0.06	0.10	0.05	0.10	0.13	0.26	0.13	0.24	+ 0.11	+0.04	+ 84.61
K ₂ O	1.97	3.53	1.96	3.52	5.25	9.39	5.18	8.68	+ 3.50	+1.33	+ 67.57
Na ₂ O	3.71	0.25	3.70	0.25	9.92	0.86	9.78	0.62	— 9.16	—3.47	— 93.66
H ₂ O ниже 110°	0.50	0.28	0.50	0.27	1.34	0.72	1.32	0.77	— 0.55	—0.21	— 41.66
Потери при прокал.	0.92	2.53	0.92	2.52	2.46	6.72	2.42	6.22	+ 3.80	+1.44	+157.00
TiO ₂	0.45	0.37	0.45	0.37	1.20	0.98	1.28	0.91	— 0.27	—0.10	— 23.00
CO ₂	нет	нет	нет	—	—	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0.13	0.12	0.13	0.12	0.35	0.32	0.34	1.30	— 0.04	—0.01	— 11.76
S	0.29	1.09	0.29	1.09	0.78	2.91	0.76	2.70	+ 1.94	+0.73	+255.00
B ₂ O ₃	0.14	0.43	0.14	0.43	0.37	1.14	0.37	1.06	+ 0.69	+0.22	+186.50
Cu	0.09	0.53	0.09	0.53	0.24	1.41	0.24	1.30	+ 1.06	+0.40	+441.70
Итого	100.30	100.20	100%	100%	268	267	264	247	—17.00	—7.46%	
Истинн. уд. вес	2.68	2.67									
Объемн. уд. вес	2.64	2.47									
Пористость	1.50%	7.47%									

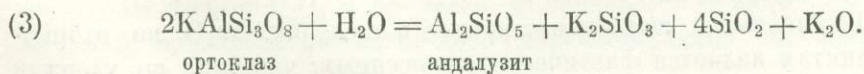
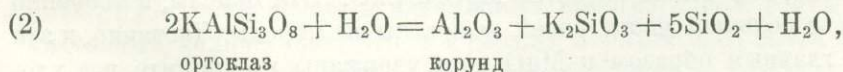
Примечание. 1. Химический анализ частично пиритизированного гранодиорит-порфира с неизменной полевошпатовой массой. Среднее из 3 анализов (см. табл. 25). 2. Химический анализ измененного гранодиорит-порфира (вторичного кварцита). Среднее из 5 анализов (см. табл. 25). 1а. Анализ 1-й, перечисленный на 100. 2а. Анализ 2-й, перечисленный на 100. 1б. Количество в граммах в 100 куб. см. свежего гранодиорит-порфира без пор. Уд. вес. 2.68. 2б. То же измененного гранодиорит-порфира без пор. Уд. вес. 2.67. 1с. То же свежего гранодиорит-порфира с порами. Объемн. вес 2.64. 2с. То же измененного гранодиорит-порфира с порами. Объемн. вес 2.47. 3. Увеличения и уменьшения в граммах каждой составной части при изменении 100 куб. см свежего гранодиорит-порфира в такой же объем вторичного кварцита. 4. Увеличения и уменьшения каждой составной части в процентах к массе первоначальных 100 куб. см свежего гранодиорит-порфира. 5. Увеличения и уменьшения каждой составной части в процентах к ее собственной массе в 100 куб. см свежего гранодиорит-порфира.

от кристаллизации переотложенной SiO_2 , мигрировавшей из полевых шпатов в стороны по трещинам породы. Здесь менее всего могут возникнуть сомнения в миграции окислов при распаде минеральной молекулы с переходом ее в агрегат минералов иного состава.

Я хотел бы подчеркнуть еще, что в случае объяснения окварцевания гранодиорит-порфиров (равно и эффузивных порфиров) привнесенной SiO_2 , становится весьма сложной механика химизма подобного процесса. В этом случае необходимо сначала удалить куда-то всю освободившуюся из полевошпатовой массы SiO_2 , а потом „привнести“ на это место новую SiO_2 из магмы. Правда, очень удобно удалять эту кремнекислоту в сторону, в самую внешнюю оболочку, а потом оправдывать отсутствие такой окварцеванной зоны тем, что она смыта эрозионными процессами. Мне кажется, что в научных построениях мы должны использовать имеющиеся у нас факты в сторону наиболее простого объяснения данного явления, а не в сторону более сложного.

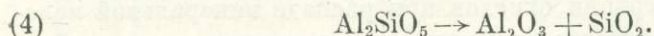
Для кварцитов другой категории (из эффузивов) аналогичного расчета я не сделал, за отсутствием данных по пористости неизменных альбитофиров. Но приведенная выше характеристика химизма (табл. 23) эффузивов, сходная, в общем, с химизмом типогенно-измененных гранодиорит-порфиров, позволяет еще с большей уверенностью приложить сделанный в отношении источника окварцевания вывод ко второй категории кварцитов. Отмеченное в них более интенсивное окварцевание и окварцевание главным образом не жильным кварцем, а рассеянными его скоплениями, вполне понятно. Исходные породы — альбитофиры — содержали, во-первых, больше кремнекислоты (74—78%), нежели исходные породы (65—68%) первой категории вторичных кварцитов и, во-вторых, при переходе полевых шпатов альбитофиров в богатоглиноземные минералы (корунд, диаспор и андалузит) освобождалось значительно больше SiO_2 , нежели при серицитизации гранодиорит-порфиров. Кроме того, кристаллизация переотложенной SiO_2 , как и вообще все минералообразование в измененных породах оболочки, проходила в более благоприятных для роста кристаллов условиях, нежели в породах интрузии.

Переход полевых шпатов в богатоглиноземные минералы можно иллюстрировать следующими конечными формулами:

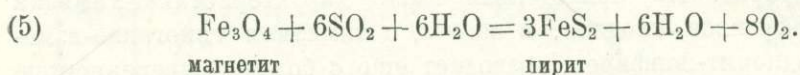


Но образование андалузита предшествует, как это мы видели по взаимоотношениям минералов, образованию корунда. В таком случае

мы можем считать, что молекула андалузита переходит в корунд с освобождением SiO_2 по такой формуле:



2. Не менее важным является и второй вывод. Это вывод относительно источника пиритового железа. Мы уже видели, что общая сумма железа во вторичных кварцитах не только не больше суммы железа в исходных породах, но, наоборот, даже меньше. В описательной части было уже подчеркнуто, что с появлением в породе пирита исчезает всегда магнетит и что форма нахождения пирита в породе не жильная, а рассеянная. Кроме того, были отмечены случаи замещения пиритом магнетита. Таким образом с большой долей вероятности мы можем считать, что источником пиритового железа являются не металлоносные магматические отщепления, а магнетит и даже, возможно, темноцветные компоненты исходных пород. При переработке их газами и растворами, несомненно обогащенными SO_2 , последний реагировал с окислами железа и образовал пирит по следующей формуле:



Согласно данным Я. Д. Готмана (2), специально изучавшего рудные непрозрачные минералы Коунрада, мы знаем, что халькопирит во вторичных кварцитах обычно замещает пирит. Эти явления указывают, что в конечном счете и железо халькопирита имеет своим источником тот же магнетит.

3. Третий вывод — это относительно источника глинозема при образовании во вторичных кварцитах топаза, корунда, диаспора, андалузита и промышленных скоплений последнего. Табл. 23 показывает, что средний тип этих вторичных кварцитов не обнаруживает увеличения глинозема. Если мы еще прибавим к этому факты скоплений-псевдоморфоз андалузита по полевым шпатам, то вопрос об источнике глинозема в богатоглиноземных минералах разрешается так же, как и об источнике кремнезема во вторичном кварце, т. е. в сторону полевошпатовой массы.

4. Четвертый вывод касается MgO и CaO . Эти окислы, и особенно последний, в большей части своей вынесены из породы. Частично, и это относится главным образом к MgO , они удержаны в сериците и в хлоритах (стр. 85, 92 и 93).

5. Пятый вывод затрагивает вопрос о щелочах: Na_2O во вторичных кварцитах является фактически вынесенным; частично он удержан в серицитах, происшедших из плагиоклазовой молекулы (стр. 85). K_2O во вторичных кварцитах из грайодиорит-порфиров увеличен против свежей породы почти в 2 раза, тогда как во вторичных кварцитах

из эффузивов содержание K_2O становится значительно меньше (примерно в то же число раз) в связи с освобождением его при андалузитизации полевых шпатов. Весьма характерно, что количество K_2O в исходных породах имело как раз то же отношение, но обратное тому, которое наблюдается в измененных породах. Выходит, что количество K_2O , которое недостает для восстановления измененных пород в свежие, в эффузивные, порфиры, имеется в измененных гранодиорит-порфирах. Для ясности представления о поведении щелочей здесь еще раз можно привести их количества по породам (табл. 31).

Таблица 31

	Гранодиорит-порфиры	Вторичные кварциты из них	Эффузивные порфиры	Вторичные кварциты из них
K_2O	1.97	3.53	4.00	1.94
Na_2O . . .	3.71	0.25	3.81	0.40
Сумма .	5.68	3.78	7.81	2.34

6. Шестой вывод касается летучих компонентов: H_2O , SO_2 , B_2O_3 , CO_2 и P_2O_5 . Первые три являются, несомненно, принесенными целиком из магмы. Поскольку количественное значение H_2O , SO_2 и B_2O_3 в минералообразовании вторичных кварцитов очень велико и поскольку велика активность этих окислов при высоких температурах и давлениях, постольку велика, очевидно, их роль в общем процессе „вторичной кварцитизации“ и оруденения. Мы можем отнести этим окислам одно из первых мест в химизме данного процесса. С полным правом сюда можно присоединить также и F топаза, который отмечается в непосредственном контакте с интрузивным штоком.

Из указанных летучих компонентов сера пошла на образование пирита и прочих сульфидов, а также сульфатов (алунита и барита), H_2O — на образование серицита, пиррофиллита, каолинита, хлорита, алунита, диаспора и топаза и B_2O_3 — на образование турмалина и джумортьерита. P_2O_5 обнаружено в измененных породах почти в тех же незначительных количествах, что и в свежих породах. CO_2 почти совершенно отсутствует. Конечно, нельзя на основании этих малых количеств отрицать роль CO_2 и P_2O_5 в процессе минералообразования, но, с другой стороны, придавать им какое-либо первенствующее значение в этом деле у нас нет оснований.

7. Седьмой вывод относится к поведению TiO_2 , MnO и BaO . Содержание TiO_2 в процессе „вторичной кварцитизации“ постоянно. Источником его в свежих породах являются темноцветные компоненты, а

потому мы и наблюдаем всегда скопления рутила, приуроченные к биотиту, и даже псевдоморфозы-скопления его по этому минералу. MnO , в процессе изменения пород, почти целиком выносятся. На самом деле мы не встречаем во вторичных кварцитах ни одного минерала, где бы мог фиксироваться марганец. BaO в измененных породах увеличивается количественно в два раза. Весьма возможно, что здесь имеется привнос его из магмы.

8. Восьмой вывод затрагивает вопрос об источнике и поведении Cu . Источником ее является, несомненно, гранодиоритовая магма, из которой медь вместе с прочими отщеплениями мигрировала вверх в апикальную верхушку.

В заключение я даю, для более ясного представления всего процесса минералообразования, таблицу-диаграмму зонального распределения минералов по отношению к плоскости контакта обеих категорий пород (см. фиг. 11).

Условия, химизм и последовательность минералообразования во вторичных кварцитах

Я считаю своим долгом отметить, что С. Ф. Машковцевым (8) сделан уже, на основании моих исследований и выводов, а также на основании широкого изучения петрологической литературы и собственного материала по Коунраду, прекрасный разбор возможностей происхождения вторичных кварцитов и их руд. Однако указанный автор, по недостатку фактов, иногда слишком смело экстраполировал петрологические положения и минеральные эксперименты, почему и пришел к выводам, из которых некоторые нуждаются не только в существенных коррективах, но даже и в опровержении.

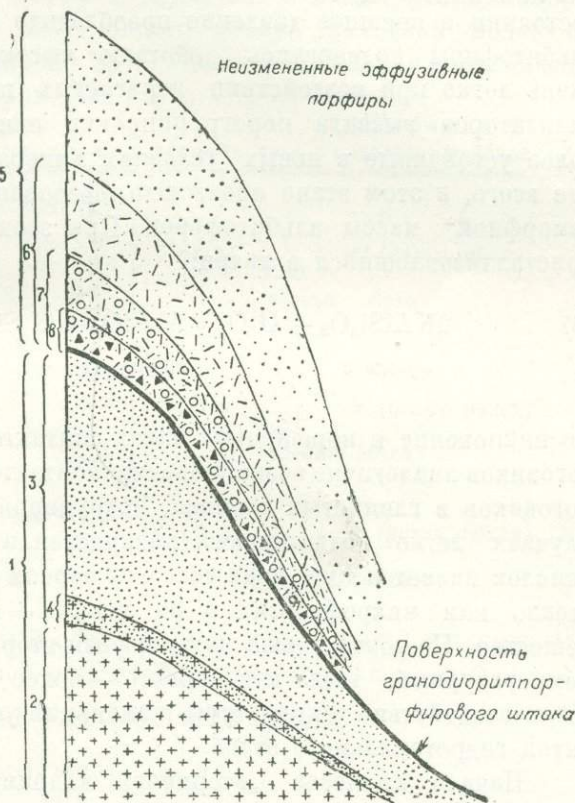
При выяснении процесса образования вторичных кварцитов на первом месте были поставлены вопросы чисто геологического порядка: причина, геологическая обстановка процесса и время. Мы уже ответили на эти вопросы. Конечной причиной „вторичной кварцитизации“ является контактное воздействие на эффузивные порфиры гранодиоритовой интрузии и автометаморфизм последней. Время интрузии определяется предположительно после девона. Следующим по генезису вторичных кварцитов вопросом является: термодинамические условия процесса, его химизм, его течение и последовательность минералообразования.

Каковы были термодинамические условия? Мы не располагаем непосредственными данными для суждения об истинной мощности эффузивно-осадочной кровли, прикрывавшей верхушку гранодиорит-порфировой интрузии ко времени ее внедрения. Относя время этой интрузии к карбону на основании разрезов, приводимых для Казахской степи Кассиным, Яговкиным и Коржинским (5, 6, 28), мы можем считать мощность всей кровли не больше 1.5—2 км.

Таким образом, вероятно, внешнее давление осадочно-эффузивной оболочки не превышало 500 атмосфер, т. е. далеко не достигало того давления, которое, согласно Ферману, является необходимым для полного развития пегматитового процесса и образования широкого флюидного интервала. На самом деле мы не находим в пределах самого Коунрадского массива ни пегматитов, ни даже аплитовых жил.

Переходя теперь к вопросу о температуре, необходимо было бы напомнить, что состав обеих вошедших в соприкосновение систем был по химизму своему примерно одинаковым — кислым. Но при одинаковом составе исходных пород минералогия измененных оказалась существенно различной. В гипогенно-измененных породах интрузии преобладают по массе минералы сложной молекулы (серицит, хлорит, вторичный биотит) и отсутствуют богатоглиноземные минералы (андалузит, корунд, диаспор, думортьерит и алуцит), характерные для вторичных кварцитов из эффузивов. В химизме первых пород значительно выделяются количества K_2O , H_2O и CuO над количествами этих окислов в химизме вторых.

Таким образом мы можем констатировать, что гипогенный процесс „вторичной кварцитизации“ дал более разнообразные ассоциации минералов в породах оболочки, нежели в породах интрузии. В общем ходе развития процессов изменения и тех и других пород в оболочке более эффектно проявились пневматолит и кислые реакции в конце гидротермального этапа.



Фиг. 11. Схема зонального распределения минералов во вторичных кварцитах Коунрада. 1—гранодиорит-порфировый шток; 2—неизменные гранодиорит-порфиры; 3—вторичные кварциты из гранодиорит-порфиров: зоны развития кварцевых жилок, серицита, пирита и халькопирита; 4—зона развития опала; 5—вторичные кварциты из эффузивных порфиров: зона развития серицита и пирита; 6—зона развития андалузита; 7—зона развития диккита; 8—зона развития корунда, диаспора и топаза.

позднее, чем андалузит, образование корунда и образование второго за счет массы первого.

Расчет (табл. 32) молекулярных объемов показывает, что при переходе полевошпатовой массы в андалузит и кварц этими минералами используется лишь 65% общего объема исходной молекулы. На K_2SiO_3 приходится примерно 28%. Общее сокращение первоначального объема выражается примерно в 7%.

Таблица 32.

Расчет молекулярных объемов при переходе ортоклаза в андалузит и кварц

$\frac{2KAlSi_3O_8}{\text{ортоклаз}}$	$\left\{ \begin{array}{l} 2K \quad 39.1 \times 2 = 78.2 \\ 2Al \quad 27.1 \times 2 = 54.2 \\ 6Si \quad 28.3 \times 6 = 169.8 \\ 16O \quad 16 \times 16 = 256 \\ \hline 558.2 \end{array} \right.$	$558.2 \times \frac{1}{2.60} = 215$ (молек. объем) (удельн. объем)
$\frac{Al_2SiO_5}{\text{андалузит}}$	$\left\{ \begin{array}{l} 2Al \quad 27.1 \times 2 = 54.2 \\ Si \quad 28.3 \\ 5O \quad 16 \times 5 = 80 \\ \hline 162.5 \end{array} \right.$	$162.5 \times \frac{1}{3.20} = 50$ (молек. объем) (удельн. объем)
$\frac{4SiO_2}{\text{кварц}}$	$\left\{ \begin{array}{l} 4Si \quad 28.3 \times 4 = 113.2 \\ 3O \quad 16 \times 8 = 128 \\ \hline 241.2 \end{array} \right.$	$241.2 \times \frac{1}{2.65} = 91$ (молек. объем) (удельн. объем)

Принимая молекулярный объем K_2SiO_3 в 60 единиц, мы получаем что общее сокращение полевошпатовой молекулы равно:

$$215 - (50 + 91 + 60) = 14 \text{ единиц}$$

или

$$\frac{14 \times 100}{215} = 7\%.$$

При переводе этой цифры на всю массу породы получаем при содержании 65% ортоклаза в породе сокращение объема на 4.5%.

Если же из этого расчета исключить K_2SiO_3 как вынесенное впоследствии в сторону, то общее сокращение объема минеральной массы выразится примерно в 21%. В результате этого образовалась более или менее равномерная, но значительная пористость, облегчившая циркуляцию перегретых паров воды и перенос SiO_2 и прочих окислов. Такая значительная пористость безусловно ослабила механическую прочность оболочки и могла повести к разломам и обрушению кровли.

О том, что существуют разломы кровли и передвижки отдельных ее блоков, указывают те глубоко опущенные в интрузивный штук участки андалузитизированных эффузивных порфиров, которые установлены скважинами. Но вызвано ли это сокращением объема массы, или давлением продвигающейся вверх магмы, или усадкой интрузивного штока вследствие его охлаждения, или, наконец, серицитизацией грано-

диорит-порфиров, — сказать трудно. Вероятнее всего, здесь сказалась совокупность всех этих причин. Надо полагать, что в начальном этапе, помимо перегретых паров воды, выделялись в ближайшую контактовую зону также B_2O_3 , F и SO_2 . Воздействие последнего на магнетит и вообще на окислы железа, имевшиеся в альбитофирах, очень вероятно. Это воздействие вызвало образование пирита (формула 5), причем формирование его произошло после андалузитизации породы и относится, очевидно, к пневматолитовому этапу.

Мы видели, что пирит в андалузитовых кварцитах всегда ксеноморфен по отношению к андалузиту и цементирует его зерна (табл. IXb). Подобная реакция SO_2 с Fe_3O_4 доказана Rammelsberg'ом экспериментально в условиях высоких температур. Весьма характерно, что кристаллографическая форма пирита, образованного в оболочке вмещающих толщ, отлична от формы пирита, типичной для пород интрузии. Эта разница, несомненно, подчеркивает разницу и термодинамических условий образования.

Перейдем теперь к рассмотрению процесса в самом интрузивном штоке. Я уже упоминал, что затверждение гранодиоритовой магмы протекало без образования пегматитов, без значительной концентрации кислых магматических экстрактов. Отсюда следует, что если в самом начале кристаллизации магмы процесс совершался в замкнутом пространстве, то в дальнейшем он протекал при условии преобладавшего внутреннего давления. Это обстоятельство чрезвычайно важно для понимания того, что в последующем застывании магмы облегчалась дегазификация сложного расплава. Выделявшиеся летучие компоненты быстро охлаждались и ускоряли развитие гидротермального процесса с весьма суженным флюидным полем.

Резкое понижение температуры в апикальной части интрузии вызвало резкое сокращение объема и повело к образованию густой и тонкой трещиноватости. Она послужила хорошим проводником магматических дестиллятов, вступивших во взаимодействие с минеральной массой породы.

Первое изменение гранодиорит-порфиров в наступившем коротком пневматолитовом периоде и, очевидно, еще до образования трещиноватости, коснулось магнетита и темноцветных компонентов. Магнетит перешел в пирит, биотит же и амфибол в хлориты с выделением CaO в виде кальцита и TiO_2 в виде рутила. К такому же выводу относительно образования пирита в аналогичных условиях приходит Butler (32) и Ransome (62). От воздействия же B_2O_3 и H_2O в зоне непосредственного контакта обеих пород образовались турмалин и дюмортьерит. В этом же этапе и в этой же зоне сформировался и MoS_2 , выделившийся ранее других сульфидов и мигрировавший вместе с борными эманациями. Весьма характерно, что дюмортьерит и молибденит встречаются исключительно в жильной форме.

В дальнейшем, в результате реакций между полевошпатовой и хлоритовой массой, с одной стороны, и горячими растворами — с другой, произошла серицитизация породы (формула 1) с выделением в раствор Na_2SiO_3 , K_2SiO_3 , MgO , CaO , MnO и SiO_2 . Вследствие повышенного давления газовой и жидкой фазы против давления оболочки циркуляция дистиллятов с растворенными в них веществами проходила по трещинам весьма энергично. В конечном итоге Na_2O , CaO , MgO и MnO были почти вынесены из системы, а SiO_2 выпала на месте разложения полевошпатовой массы и частично мигрировала в стороны. Говоря о химизме растворов, действовавших на разложение полевых шпатов и хлоритов с образованием серицита, многие авторы считают их растворами щелочного и, в частности, калиевого порядка. Так, например, С. Ф. Машковцев в упомянутой уже работе (8), анализируя явление серицитизации гранодиорит-порфиров, указывает сначала, что „вода вступает с ними (полевыми шпатами) в реакцию с образованием серицита:



с выносом K_2O , H_2O и SiO_2 “. „В результате, во вмещающих породах возникает то, что мы называем щелочным процессом“. Вслед за этим Машковцев говорит: „Серицитизация произойдет за счет выделившегося K_2O (или привнесенного из глубин магматического бассейна)“. Дополняя данного автора, я еще раз напомню, что освободившегося из полевых шпатов K_2O более чем достаточно для построения серицитовой молекулы.

В части воздействия нейтральных и щелочных растворов на полевошпатовую массу и амфиболы в условиях, аналогичных гидротермальным, имеется ряд ценных опытов Stephenson'a (69), произведенных еще в 1916 г. и, к сожалению, не упоминаемых в литературе по затронутым нами вопросам. Опыты были поставлены с воздействием сначала чистой воды при температуре 180° и $P=11$ атм., потом Na_2CO_3 при $t=230^\circ$ и $P=30$ атм., далее с KF при $t=280^\circ$ и $P=30$ атм., с $\text{Na}_2\text{CO}_3 + \text{KF}$ при 230° и $P=30$ атм., с NaHCO_3 при 280° и $P=60$ атм., с KHCO_3 при 230° и $P=65$ атм., с $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7$ при 230° и $P=30$ атм. и, наконец, Na_2S при 230° и $P=30$ атм. Продолжительность опытов доходила в некоторых случаях до 90 дней.

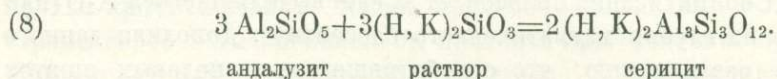
Во всех этих опытах из полевошпатовой массы образовывался лишь только анальцит и то в редких случаях, в других же никакого действия на эту массу обнаружено не было. Амфибол в большинстве опытов остался без изменения.

Stephenson приходит к заключению, что отсутствие образования в указанных опытах такого, например, гидротермального минерала, как каолин, указывает на то, что образование его идет, очевидно, при реакциях с кислыми растворами. Весьма возможно, что отсутствие образования в указанных опытах серицита объясняется сравнительно

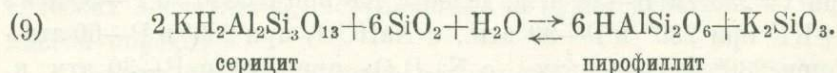
небольшими давлением и температурой, а также нейтральным и щелочным характером растворов.

В результате серицитизации гранодиорит-порфиров произошло сокращение объема массы их, примерно, на 6.5%. Расчет молекулярных объемов сделан мной так же как и для случая с андалузитизацией (см. табл. 32). Такое сокращение объема могло вызвать некоторую усадку интрузивного штока, но я склонен думать, что в значительной мере оно выразилось, как и в случае андалузитизации, образованием пористости породы. Характерно, что выведенный выше математическим (табл. 30) порядком процент уменьшения массы гранодиорит-порфиров почти совпадает с процентом пористости, определенным лабораторно: в первом случае мы имеем 7.46%, во втором же—7.47%.

Надо полагать, что серицитизация эффузивных порфиров происходила или одновременно с породами интрузии или несколько ранее. Пнеуматолиты, поднявшиеся вверх, в оболочку, охладились там ранее, нежели в породах интрузии. Обогащенные K_2O , освобожденные при андалузитизации, пнеуматолиты образовали теперь растворы щелочного характера. Последние реагировали с андалузитом, корундом и с оставшимися в самой внешней зоне неизменными полевыми шпатами и образовали серицит с пирофиллитом:



Buddington (40), исследовавший явления пирофиллитизации и серицитизации риолитов в аналогичных Коунраду условиях в районе Conception Bay, пришел к заключению, что образование того и другого обусловлено эффективностью гидролиза и действием в растворе избытка K_2O или SiO_2 . Он считает возможным образование пирофиллита из серицита и наоборот, т.е. считает их равновесными:



При наличии в растворе большого количества SiO_2 и более сильного гидролиза образуется пирофиллит. В случае же большого количества K_2O — в форме ли K_2SiO_3 или в другой — образуется серицит. Эти положения Buddington'a целиком оправдались на Коунраде в минералообразовании вторичных кварцитов. В описательной части мы уже отметили, что пирофиллит развивается главным образом в андалузитовой зоне у непосредственного контакта с интрузией, т. е. как раз там, откуда K_2SiO_3 был вынесен при андалузитизации и где концентрировалась кремнекислота. Развитие же серицита в эффузивах приурочено к самой внешней зоне, т. е. к той зоне, куда мигрировала K_2SiO_3 .

Отмеченные мной явления облекания пиррофиллитом пирита подтверждает факт более позднего образования первого.

Формирование халькопирита в апикальной части интрузии совпадает, очевидно, с концом серицитизации. Некоторые авторы описаний американских месторождений порфировых медных руд, указывая на внедрения серицита в халькопирит, считают на этом основании, что первый выделился позже второго. Такое же явление внедрения серицита в халькопирит широко наблюдается и на Коунраде и подтверждено теперь работой Я. Д. Готмана. Но эти отношения можно с успехом толковать как раз обратно: что халькопирит образовался позже и цементировал серицит, включая его в себя. Иначе трудно себе представить внедрения серицита в халькопирит с замещением его сульфидной массы. Подтверждением моей точки зрения служат указания Готмана на то, что иногда крупные выделения халькопирита содержат включения целых псевдоморфоз серицита по полевоому шпату. Такой факт не имеет иного объяснения, как то, что серицит образовался ранее.

Если придерживаться преобладающего мнения, что медь в магме находится в виде сульфидов, то отсюда следует, что с понижением температуры растворимость сульфидов в силикатах падает и медь обособляется и мигрирует вверх вместе с магматическими дестиллятами в форме коллоидов и эмульсиондов. Удержанный вначале в газовой фазе сульфид меди, впоследствии выпал из раствора и осадился в эндоконтактной богато серицитизированной зоне гранодиорит-порфиров. Выпадению его здесь способствовала, очевидно, щелочная обстановка серицитовой массы. Поступление же коллоидальных медных растворов далее в зону оболочки интрузии и выпадение было затруднено несравненно менее благоприятными условиями путей прохождения: незначительной трещиноватостью пород, а также нейтральностью экзоконтактной андалузитовой зоны.

Образование алунита и барита в интродуцированных лавах относится к самому позднему этапу гидротермального процесса и вызвано кислыми растворами. К этой стадии образования С. Ф. Машковцев относит и ярозит. Я позволю себе, уже на основании приведенных в описательной части фактов (стр. 99), исключить образование ярозита на Коунраде из круга гидротермальных процессов и отнести его целиком к стадии холодных поверхностных растворов. С. Ф. Машковцев относит и каолинит также к концу гидротермального процесса. Здесь необходимо разделить вопрос о каолините на две части: одну, касающуюся оптически отрицательного каолинита, встреченного только в супергенной зоне, и вторую часть, касающуюся оптически-положительного каолинита, встреченного в гипогенной зоне. У Машковцева не было этих данных, и потому вопрос о генезисе каолинита решался им исключительно на основании литературы. Я имею целый ряд примеров из других месторождений вторичных кварцитов, где положительный каолинит вместе

с серицитом и пирофиллитом является всегда включенным в алунит. Кроме того, мною не раз наблюдались прекрасные псевдоморфозы-скопления по полевым шпатам диккита вместе с серицитом. Если мы вспомним еще опыты Badger'a по каолинизации полевых шпатов при высоких давлениях и температуре в присутствии HF, то образование оптически-положительного каолинита (диккита) в нашем случае можно отнести к стадии более ранней, нежели образование алунита и барита.

Образование алунита и барита вызвано воздействием на породу H_2SO_4 . Формирование алунита происходит, очевидно, как из ортоклаза, так и из серицита:

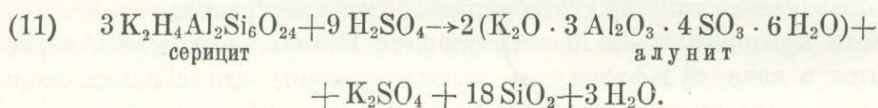
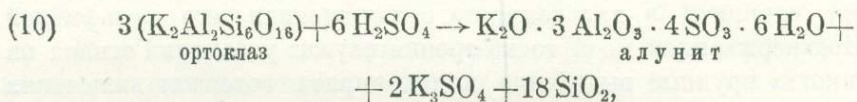


Таблица 33

Вторичные кварциты из пород интрузии		Вторичные кварциты из пород, вмещающих интрузию	
пнеуматол. этап	гидротерм. этап	пнеуматол. этап	гидротерм. этап
		Рутил	
		Топаз	
		Андалузит	
		Кварц	
Пирит } Рутил }		Пирит } Диаспор } Корунд }	
Турмалин } Молибденит }			
	Хлорит } Серицит } Кварц } Халькопирит } Опал }	Турмалин } Молибденит } Дюмортьерит }	
			Пирофиллит Серицит Барит Алунит

Если мы достаточно четко установили по отношению к плоскости контакта зональность в распределении прочих минералов, то в отношении алуни́та и барита эту зональность за небольшим количеством фактов мне не удалось отметить достаточно твердо. Здесь ясно лишь то, что алуни́т тяготеет ближе к андалузитовой зоне, т. е. развивается в зоне непосредственного воздействия кислых растворов, шедших из магмы.

В конечном результате рассмотрения условий и хода процесса минералообразования во вторичных кварцитах я даю таблицу-диаграмму для иллюстрации этой последовательности (табл. 33).

Супергенно-измененные породы

В описательной части была уже дана не только геолого-петрографическая характеристика каолинизированных пород, но также даны и некоторые петрологические выводы. Данный раздел главы является не менее интересным, чем раздел в части генезиса гипогенно-измененных пород. Изучением поверхностного изменения месторождений у нас занимаются обычно только в отношении исследования руд и рудных минералов, оставляя в стороне вмещающие породы и жильные минералы. Результатом этого на Коунраде было то, что до последнего времени некоторые минералы (каолинит и ярозит) поверхностной зоны относили к гипогенной и, наоборот, минералы гипогенной зоны (алуни́т) относили к поверхностной.

Подводя итоги описанию супергенно-измененных пород, необходимо разделить их на две категории: на измененные гранитоиды и измененные вторичные кварциты. Минералы тех и других, как мы уже видели, очень близки, за малыми исключениями (табл. 34).

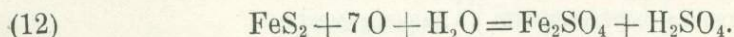
Таблица 34

Минералы супергенно-измененных гранитоидов	Минералы супергенно-измененных вторичных кварцитов
Каолинит оптически-отрицательный	Каолинит оптически-отрицательный
Кварц первичный и вторичный	Кварц первичный и вторичный
„Серицит“?	Серицит (реликт)
Циркон (реликт)	Циркон (реликт)
Лимонит (перенесенный)	Лимонит (местный)
Мартит	_____
Нонтронит	_____
Опал	_____
	Пирит

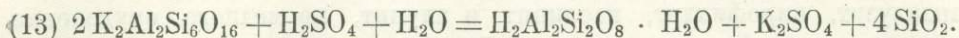
Наиболее распространенным и характерным минералом поверхности Коунрадского месторождения является оптически-отрицательный каолинит, переходящий через промежуточные разновидности в нонтро-нит. В просмотренной мной литературе по каолинитам я не находил детальной оптической характеристики каолинитов поверхностной зоны. Такие характеристики даются обычно для каолинитов оптически-положительных и по размеру своему относительно крупных. Все они указаны как минералы гипогенного происхождения. Изученные мной по Казахской степи и Средней Азии каолиниты вторичных кварцитов андалузитового типа все обладают положительным знаком, т. е. относятся к диккиту. Я позволю себе выразить уверенность, что в процессе поверхностного изменения сернокислыми растворами полевых шпатов везде, подобно Коунраду, развивается именно оптически-отрицательный каолинит.

При рассмотрении химизма поверхностно-измененных пород, можно оставить в стороне измененные вторичные кварциты, как более сложный случай, так как здесь на гипогенное изменение наложилось еще поверхностное. Сравнивая состав свежих и поверхностно-измененных гранитоидов по методу, примененному мной к вторичным кварцитам, т. е. с учетом их необычно большой пористости, мы получим, что в измененных породах потери при прокаливании (т. е. главным образом вода) увеличены на 330% и даже 530%, гигроскопическая вода увеличена на 230—300%, Na_2O уменьшен на 90%, K_2O — на 96%, MgO — на 73%, CaO — на 85% и даже на 98%, Fe_2O_3 — на 20%, FeO — на 80%, Al_2O_3 — на 30% и SiO_2 — на 15—40%. В результате значительного выноса вещества породы приобрели большую пористость: от 7% минимально до 31% с соответственно пониженным удельным весом от 2.42 до 1.73.

Таким образом физико-химическая характеристика данного процесса резко отлична от химизма преобразования пород во вторичные кварциты. Здесь мы имеем несравненно больший вынос вещества породы: почти полное удаление щелочей, щелочных земель и значительный вынос глинозема и кремнезема. В противоположность этому поступило большое количество воды. Что подобное изменение пород вызвано действием холодных сернокислых растворов, циркулирующих в поверхностной зоне месторождения, вряд ли это надо доказывать более подробно, нежели это сделано в описательной части. Источником H_2SO_4 в поверхностных и грунтовых водах, сбегаящих вниз с рудного поля, являются сульфиды и, в частности, пирит, разлагающийся в зоне окисления:



Вековое воздействие вод, насыщенных H_2SO_4 и сульфатами, на полевошпатовые породы, приводит, наконец, к каолинизации с выделением K_2O и SiO_2 :



Сульфат калия легко выносится растворами в сторону, коллоид же кремнекислоты выпадает на месте в виде опала, переходящего в дальнейшем в кварц, и частично переносится с водой. Это же воздействие сернокислых растворов на темноцветные компоненты (в частности, биотит) приводит к образованию нонтронита с выносом магния, кальция и прочих элементов.

Промышленные медные руды Коунрада сформировались в процессе тех же поверхностных изменений (окисления и цементации), а потому могут быть отнесены к генетическому типу руд зоны выветривания. Описание медных руд всех зон, а также разбор условий и процесса сульфидного обогащения на Коунраде не вошли в задачу автора и составили специальную тему, порученную вместе с общей геологией окрестностей горн. инж. И. А. Тараюну.

В заключение данного раздела необходимо отметить, что приуроченность промышленного меднорудного тела к котлообразной депрессии или, вернее, к котлообразному логу, обусловлено приуроченностью первичного сульфидного оруденения к трещиноватой и серицитизированной верхушке интрузии. Верхушка эта вследствие мягкости слагающих ее трещиноватых и серицитизированных пород быстро образовала в процессе эрозии котлообразный лог. Этот лог, в свою очередь, обусловил соответствующий „лог“ или депрессию в рельефе грунтовых вод. Этот водный рельеф определил направление восстановительных процессов и вызвал концентрацию вторичных сульфидов именно здесь — в котлообразной депрессии.

Все изложенное выше позволяет нам констатировать, что среди мировых примеров медно-порфировых месторождений Коунрад является совершенно оригинальным. Подобное сочетание промышленных руд меди и андалузита и прочих геологических явлений никем еще в литературе не отмечено. Наиболее близким по строению месторождением является Ажо в Аризоне. Его медные руды также приурочены к гранодиоритам, интродуировавшим в кровлю из риолитовых лав. Но в этих последних не отмечается (согласно описаниям) ни окварцевания, ни развития богатоглиноземных минералов. Единственным и полным аналогом Коунрада является медно-порфирово-андалузитовое месторождение Бес-Чеку, находящееся у нас в Казахской степи в 150 км в ЮВ от г. Каркаралинска.

В известных китайских месторождениях алунита и пиррофиллита (Фан-шань и Тайху) описаны аналогичные Коунраду геологические условия и породы: окварцованные риолиты в контакте с монзонит-порфирами. В этих измененных риолитах также развиты корунд, диаспор,

андалузит, пирофиллит, каолинит и алунит, но медного оруденения в монцонит-порфирах не указано. Jih, описавший (49) эти месторождения, видит причину образования алунита и пирита в воздействии монцонит-порфировой интрузии на риолиты. Подобного характера месторождения с аналогичными выводами о генезисе описаны Budington'ом (46), Stuckey и др.

Другие месторождения СССР типа „porphyry copper“, как, например, Алмалык, Бошекуль, Коктас-Джартас и Агарак, имеют мало черт, сходных с Коунрадом, отличаясь от него как минералогией, так и общей геологической ситуацией. Детальное изучение этих месторождений стоит на очереди наших срочных геологических вопросов. Оно внесет много нового в науку о рудных месторождениях.

ИСПОЛЬЗОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

Русская

1. Глаголев, А. А. и Готман, Я. Д. Опыт количественного опробования скважин Коунрадского меднорудного месторождения. Тр. Инст. прикл. минер., вып. 62, 1934.
2. Готман, Я. Д. Минералогическая карта Коунрада и методика ее составления. Инст. минер. сырья, вып. 97, 1936.
3. Глинка и Топольницкий. Горные породы с содержанием дюмортьерита из ур. Сайлык в Туркестане. Минер. сырье № 4, стр. 452—462, 1929.
4. Кассин, Н. Г. и Борукаев, Р. А. Бошекульское медное месторождение. Изв. ГГРУ, вып. 58, 1931.
5. Кассин, Н. Г. Общая геологическая карта Казакстана. Тр. ГГРУ, вып. 10, 1931.
6. Коржинский, Д. С. Геология и петрология Экибастузского района. Тр. Всес. Геол.-разв. объедин., вып. 155, 1932.
7. Левинсон-Лессинг, Ф. Ю. Проблема генезиса магматогенных пород. Изд. Акад. Наук, 1934.
8. Машковцев, С. Ф. Петрология медного месторождения Коунрад. Проблемы советской геологии № 7, 1934.
9. Наковник, Н. И., Янишевский, Е. М. и Николаев. К вопросу об изучении так наз. вторичных кварцитов. Изв. Всес. Геол.-разв. объедин., вып. 100, 1931.
10. Наковник, Н. И. Новые данные о так называемых вторичных кварцитах. Проблемы советской геологии № 6, 1933.
11. ——— Коунрад и его вторичные кварциты. Проблемы советской геологии № 4, 1934.
12. ——— Андалузит и корунд во вторичных кварцитах Казакстана. Минер. сырье № 4, 1934.
13. ——— Вторичные кварциты и их руды. Тр. ЦНИГРИ, вып. 58, ОНТИ, 1936.
14. ——— Коунрад и его андалузитовые руды. Проблема советской геологии № 11, 1936.
15. Озеров, Н. К. К генезису месторождения корунда и андалузита Семиз-Бугу и вмещающих его вторичных кварцитов. Проблемы советской геологии № 8, 1933.
16. Обатуров, В. А. Методика дальнейших разведок Коунрада и других порфириновых месторождений меди в Прибалхашье. Цветные металлы № 7, 1931.
17. Оминин и Попов. О применении пиррофиллита в фарфоре и фаянсе. Журн. «Керамика и стекло» № 2, 1933.
18. Проккопенко, Н. М. Карачекинское месторождение плотного каолина (Колыбташа) в Джунгарском Алатау. ДАН № 20, 1930.
19. Падалка, Г. Л. Геологические и петрографические исследования в Верхне-Токраунском районе. Тр. Всес. Геол.-разв. объедин., вып. 145, 1932.
20. Паффенгольд, К. Н. Дашкесан и Заглик. Тр. Геолкома, вып. 70, 1928.
21. Русаков, М. П. Новые месторождения медных порфириновых руд на юге Киргизской степи. Вестн. Геолкома № 9—10, 1928.
22. ——— Геолого-разведочные работы на медных месторождениях Коунрад и Карабас. Прилож. к № 6 журн. «Цветные металлы», 1930.

23. — О рудной базе Прибалхашстрога и ее дальнейших перспективах. Цветные металлы № 4, 1932.
24. — Алмазык в итоге разведок 1931 г. Вестн. Всес. Геол.-разв. объедин. № 1—2, 1932.
25. — Медное месторождение Коунрад. Горгеонефтеиздат, 1934.
26. Ферсман, А. Е. Пегматиты. Тр. СОПС, вып. 1, 1931.
27. Чирвинский, П. Н. К петрографии и геологии Кедабекского медного месторождения в Закавказьи. Изв. Донского политехн. инст., т. III, вып. 1, 1914.
28. Яговкин, И. С. Геологические исследования в Успенском районе Казахской АССР. Тр. ГГРУ, вып. 42, 1932.

Иностранная

29. Beeson. The Disseminated Copper Ores. Bingham Canyon, Utha. Trans. Am. Inst., v. 54, 1917.
30. Bootwell, J. M. Economic Geology of the Bingham Mining District, Utha. Profess. Paper № 38, 1905.
31. Buddington, A. F. Pyrophyllitization, Pinitization and Silicification of Rocks around Conception Bay, Newfoundland. Journ. of Geol., v. 24, pp. 130—152, 1916.
32. Buttler, Y. E. Alunite, a Newly Discovered Deposit near Marysvale, Utha. U. S. Geol. Survey, Bull. 511, 1912.
33. Babeack Meyer. A Sericite of Unusual Composition. Amer. Miner. № 5, 1935.
34. Butler, B. S. Influence of the Replaced Rock on Replacement Minerals Associated with Ore Deposits. Econ. Geol., v. 27, № 1, 1932.
35. Bowen, N. The Evolution of the Igneous Rocks. 1928.
36. Clapp, C. H. The Geology of the Alunite and Pyrophyllite Rocks of Kungust Sound, Vancouver Island. Summary, 1913, pp. 102—126, 1914.
37. Clarence. S. Rosse. Dickite, a Kaolin Mineral. Amer. Miner. № 1, 1930.
38. Emmons, S. J. Cananea Mining District of Mexico. Econ. Geol. № 5, 1910.
39. Elden, D., Wilson. An Occurrence of Dumortierite near Quartzite, Arisona. Amer. Miner. № 16, 1929.
40. Emmons, W. H. Relation of the Disseminated Copper Ores to Igneous Infusions. Am. Inst. Min. Met. Eng., v. 75, 1927.
41. Frank, B. von Horn. China Clay. Eng. and Min. World. № 12, p. 664, 1930.
42. Graton, L. C. The Depth-Zone in Ore Deposition. Econ. Geol., v. XXVI, № 9, 1933.
43. Hendricks, A. The Chuquicanate Ore Body. Bull. Univ. of Calif. Publ., v. 14 № 2, 1922.
44. Hulin, C. D. Structural Control of Ore Depositions. Econ. Geol., v. 24, 1926.
45. Honess and Williams. Dickite from Pennsylvania. Amer. Miner., v. 20, № 6, 1935.
46. Iddings, J. P. Rock Minerals and Igneous Rocks. New York, 1913.
47. Iddings, J. P. The Problems of Volcanic Action. New Haven, 1914.
48. Joshiki, B. On the Origin of the Pyrophyllite of Syokozan, Bingo Province. Journ. Geol., v. 133, pp. 273, Tokyo, 1926.
49. Jih, L. F. The Alunite and Pyrophyllite of the Rhyolite and Tuff in some Maritime Districts of South-eastern China. Memoirs of the National Research Inst. of Geol., № XI, 1931.
50. Joralemon, Y. B. The Ajo Copper Mining District. Trans. Am. Inst., № 49, 1915.
51. Kerr, Paul F. Andalusite and Related Minerals of White Mountains, California. Econ. Geol., v. XXVII, № 7, 1932.
52. Kerr and Jeunly. The Dumortierite Andalusite Mineralisation of Orleans, Nevada. Econ. Geol., № 3, p. 257, 1935.
53. Kerr Paul. Kaolinite from a Brooklyn Subway Tunnel. Amer. Miner., № 4, 1930.

54. Lindgren, W. The Copper Deposits of the Clifton-Morenci District. Arizona. Profess. Paper № 43, 1903.
 55. Lee, H. T. Petrographic Study of the Chinese Agalmotolite. Bull. Geol. Soc. China, v. 7, 1928.
 56. Locke, Augustus. The Formation of Certain Ore Bodies by Mineralization Stopping. Econ. Geol., v. XXI, № 5, 1926.
 57. McMurphy. Dumortierite in Riverside County, California. Amer. Miner., v. 15, № 2, pp. 79—80, 1930.
 58. Palache, Charles. Lazulite from Chittende, Vermont. Amer. Miner. № 8, 1930.
 59. Peek, A. B. Dumortierite as a Commercial Mineral. Amer. Miner., v. 11, № 4, pp. 96—101, 1926.
 60. Peek, A. B. Note on Andalusite from California. Amer. Miner., v. 9, № 6, pp. 123—129, 1924.
 61. Pitman, E. P. Alunite or Alumstone in New South Wales. Rept. Geol. Surv. New South Wales, 1901.
 62. Ransome, F. L. The Copper Deposits of Ray and Miami, Arizona. Profess. Paper № 115, 1919.
 63. Ransome, F. L. The Association of Alunite with Gold in the Goldfield District. Nevada. Econ. Geol., v. 2, 1907.
 64. Stewart, C. A. The Geology and Ore Deposits of the Silverbell Mining District Arizona. Trans. Am. Inst. № 43, 1912.
 65. Sommers, R. E. Geology of the Burro Mountain Copper District, New-Mexico. Trans. Am. Inst., v. LII, 1916.
 66. Spenser, A. The Geology and Ore Deposits of Ely, Nevada. Profess. Paper № 96 1917.
 67. Spurr, Y. E. Alum Deposit near Silver Peak, Esmeralda County, Nev. U. S. Geol. Surv. Bull. 225—226, pp. 501, 1904.
 68. Schneiderhöhn, H. Time Temperature Curves in Relation to Mineral Association in Cooling Intrusions. Econ. Geol., v. XXIX, № 5, 1934.
 69. Stephenson, E. A. Studies in Hydrothermal Alteration. Journ. of Geol., v. XXIV, № 2, 1916.
 70. Wilson, E. D. An Occurrence of Dumortierite near Quartzite, Arizona. Amer. Miner., v. 14, № 10, 1929.
 71. Wolff, Y. E. Dumortierite from Imperial County, California. Amer. Miner., v. 15, № 5, pp. 188—193, 1930.
-

KOUNRAD DEPOSIT, ITS ROCKS AND MINERALS

N. Y. NAKOVNIK

(Summary)

The Kounrad copper deposit is situated in one of the semi-desert regions of Kazakhstan 17 km north of Lake Balhash. The population of this region is now quickly increasing in connection with the construction of a large copper smelting plant on the shore of this lake. The new town Balhash was not long ago connected by a railway with Akmolinsk, via Karaganda.

The deposit may be referred to the „porphyry copper“ type, but is, however, quite original when compared with the other deposits of this type.

Kounrad was discovered in 1926 by geologist M. P. Rusakov after prolonged and strenuous work in Kazakhstan.

The deposit is situated in the massif of the Kounrad mountain occupying an area about 18 km².

The mountain rises sharply above the surrounding plain-like steppe with numerous small hills covered with polyn (*Artemisia*), boyalych (*Salsola arbuscula* Pall.), kokpek (*Atriplex*), tersken (*Eurotia ceratoides*), karagannik (*Caragana*) and other species of the semi-desert flora. The elevation of the main summit in the northern part of the massif is about 200 m above the plain. The Kounrad mountain is visible from afar and is particularly well seen from the South, when one approaches to it from the lake. From this side, when illuminated by the oblique rays of the evening sun, all the features of its sharp relief are seen particularly distinctly. This sharp relief is in general typical of the secondary quartzites forming this mountain.

On its northern, eastern and southern sides the deposit is surrounded by granite and different granitoids forming one continuous granitic field. This field is the surface of a batholith, which had invaded the sedimentary-effusive series of Silurian and Devonian rocks, and was later denuded by erosion.

Fifty kilometres north of mount Kounrad we have the rocky granite massif Bektau-Ata, 700 m high and having the shape of a truncated

cone. This massif is evidently the central part of the above mentioned batholith. Remnants of the enclosing rocks occur in different places of the granitic field. They are represented by argillaceous-siliceous arcoss sandstones, conglomerate-sandstones, sandstone-shists and porphyric lava of different textures and colours.

Both the sedimentary rocks and the effusive porphyries carry all the signs of the contact metamorphic action of the granites and are altered into quartz-feldspar hornstones enriched at the contact with muscovite and andalusite. One such area of sandstones and sandstone-shists converted into hornstones directly adjoins the base of mount Kounrad on the northern and north-eastern side. From the southern side the Kounrad massif is fringed by mounds of Cretaceous (may be Tertiary) pebbles and conglomerates, lying on the denudated surface of the granites. The pebbles of these beds are the water-worn fragments of the rocks and ores of the Kounrad deposit.

The whole massif is divided by two wide valleys (the eastern and the south-western valleys) into two unequal parts—the North (great) and the South (small) Kounrad. The copper ore deposit lies in the North Kounrad. Both these parts are hypsometrically more or less similar. Each of them consists of a hollow surrounded by a curving crest of peaks. The hollow in the North Kounrad is the deeper and more pronounced. From more elevated points it resembles a volcanic crater or caldera, connected with the surrounding plains by only one outlet, the head of the eastern valley. This depression is the ore-bearing area.

The Kounrad massif is mainly built of the so-called secondary quartzites or of rocks of an essentially secondary quartzite-sericitic composition. They are represented by two types: the sericite-pyrophyllite-andalusite one and the sericitic one. Both types are equally pyritized. The sericite-pyrophyllite-andalusite quartzites form the ringlike crest of peaks and in general all the elevated parts of the relief; the sericite quartzites emerge from under the quartzites of the first type and occupy the kettle-like depression and all the lower parts of the massif. The quartzites of the elevated parts are distinguished by the presence of relict porphyric lava textures: relict quartz phenocrysts, spherulites lithophyses on a general background of a wavy flow-structure. They take their origin from the effusive quartz porphyries and albitophires.

The secondary quartzites of the lower parts (the sericitic type) differ from the first ones by greater porosity, lower specific gravity, lesser hardness and relict porphyric texture. Their most characteristic feature is the presence of thick and complicate fissures filled with vein quartz. Such veins are almost absent in the quartzites, formed from the effusives. The sericitic secondary quartzites were formed from the granodiorite porphyries of the intrusive stock which had invaded the effusive

series of porphyries. Its unaltered part lie deep and are only locally exposed on the surface of the massif. Granodiorite-porphyries form the elevated apical part or the apophyse of the batholithic intrusion and are connected with the granites surrounding Kounrad by gradual transitions to granodiorites and plagioclase granites.

The secondary quartzites are the product of alteration by magmatic gases and by the solutions of the rocks of the apical part of the stock and of the enclosing acidic effusives.

The altered intrusive rocks or sericitic secondary quartzites consist of quartz, sericite, pyrite, chalcopyrite, rutile, and sometimes with the addition of tourmaline. But the altered effusives or the sericite-pyrophyllite-andalusite quartzites have a peculiar and more complicate composition: quartz, sericite, pyrite, rutile, pyrophyllite, andalusite, corundum, diaspore, alunite, barite and topaz. The quartz content in the secondary quartzites is on the average 50—60%; the content of sericite is 30—40%.

All these minerals usually form pseudomorphs on the feldspars and dark-coloured components and are secondary formations. Of the primary minerals, only quartz and zircon, as the most resistant to hydrothermal alteration, remain in the secondary quartzites.

The following table gives the chemical characteristics of the secondary quartzites as compared with those of their initial rocks.

The contents of microscopically observed quartz in both secondary quartzites are double the quantity in unaltered rocks, while the increase in the contents of total SiO_2 is quite insignificant. This increase when corrected for porosity of the altered rock proves to be only apparent.

As a result of „secondary quartzitization“ the contents of SiO_2 , Al_2O_3 and TiO_2 in the rock remain almost constant. Total content of iron decreases. CaO and MgO decrease considerably. Na_2O and MnO are practically eliminated: K_2O decreases in the quartzites from the effusive cover and increases in the quartzites from the intrusive rocks. S, H_2O , B, S, Cu, Mo, and partly F are introduced.

Primary copper concentration is intimately bound with the process of the formation of the secondary quartzites and is chiefly developed in the apical part of the intrusive stock, i. e. in the sericitized and silicified granodiorite porphyries containing numerous veinlets. The altered effusives or the sericite-pyrophyllite-andalusite secondary quartzites hardly contain any copper ores, but in the vicinity of contacts with the secondary quartzites from the granodiorite porphyries they are enriched with andalusite (locally up to commercial contents, 56—60%) accompanied by diaspore, corundum and even topaz. Andalusite mineralization spreads from the contacts into the outer zone to a distance of 300—500 m gradually decreasing in degree till complete disappearance of andalusite. Corundum, diaspore, topaz disappear still quicker with the distance from

Oxides and elements	Effusive porphyries ¹	Secondary quartzites formed from them ²	Granodiorite porphyries ³	Secondary quartzites formed from them ⁴
SiO ₂	74.01	79.00	67.33	71.00
Al ₂ O ₃	13.02	12.68	16.40	16.70
Fe ₂ O ₃	2.00	1.65	1.99	1.00
FeO	1.33	0.56	1.58	0.72
TiO ₂	0.19	0.24	0.45	0.37
CaO	0.60	0.33	2.99	0.53
MgO	0.50	0.34	1.63	0.91
MnO	0.11	0.01	0.12	0.03
K ₂ O	4.00	1.94	1.97	3.53
Na ₂ O	3.81	0.40	3.71	0.25
H ₂ O hydrose	0.34	0.21	0.50	0.28
Losses of heat	0.56	1.10	0.92	2.53
CO ₂	0.11	abs.	abs.	abs.
S	—	1.27	0.29	1.09
B ₂ O ₃	—	0.22	0.14	0.43
F	—	0.02	0.04	—
Cl	—	0.03	0.03	—
CuO	—	0.08	0.09	0.53
Total	100.57	100.07	100.24	100.08

the contact. Their development is restricted to the direct contact zone only. Here, to a certain extent we observe a phenomenon analogous to that occurring along the contact of granites and argillaceous schists, the latter also containing a zone of andalusite rocks. The discovery by the

¹ Average from 5 analyses of effusive porphyries of the Kazakhstan steppe (the surface zone).

² Average from 4 analyses of secondary quartzites of Kounrad (primary zone) formed from the effusive porphyries.

³ Average from 3 analyses of unaltered granodiorite porphyries of Kounrad (primary zone).

⁴ Average from 5 analyses of secondary quartzites of Kounrad (primary zone) formed from the granodiorite porphyries.

writer of andalusite in the secondary quartzites of Kounrad has raised the problem of complex mining for copper and andalusite.

The area of the copper ore deposit of the Kounrad massif presents an almost continuous belt of ore concentration 1100 m long and about 600 m wide. The copper contents range in the different bore-holes on this area from 0.3 to 2% and higher.

The supergene zonality of the ore deposit is clearly expressed and represented by the following zones: 1) the oxidized zone, 2) the leached zone, 3) the secondary sulphide enriched zone, and 4) the primary zone. The ores of the primary zone do not extend far down. At the depth of 300 m and at the most 400 m, the quartz veins, pyrite, chalcopyrite gradually disappear and the rock passes into fresh granodiorite porphyries of the intrusive body. The average thickness of the oxidation zone is 20 m (ranging from 2 to 50 m), the leached zone is about 30 m thick, and the zone of secondary sulphide enrichment—110 m. The commercial ores of Kounrad are those of the upper zones: the enriched secondary sulphide zone and the oxidized zone. The thickness of the commercial ores varies from 4 to 200 m.

The primary ore concentration of Kounrad is very poor and has no commercial value at present. The average contents of Cu is about 0.4%. The chief ore minerals of this zone are pyrite and chalcopyrite. They constitute only about 2% of the whole mass of the rock, the quantity of pyrite being more than three times that of the chalcopyrite. Tennantite and molybdenite sometimes occur in the primary ore.

Concerning the form of occurrence, we see that the ore minerals are finely disseminated amid the quartz-sericitic aggregate. Pyrite is most frequently found concentrated in the places formerly occupied by the dark-coloured minerals and magnetites, while the other ores are associated with the quartz veins. The sequence of crystallization of the minerals is as follows: molybdenite, pyrite, chalcopyrite, tennantite.

The ores of the secondary sulphide zone are enriched with chalcocite with the admixture of covellite and bornite.

These minerals fringe the chalcopyrite and pyrite, replacing them to complete substitution. They are often disseminated in the quartz-sericitic rock mass in the form of separate grains. The maximum content of copper sulphides in the rock is 6%. The average content of Cu in the whole zone of the secondary sulphides is 1.22%.

The leached zone contains practically no copper concentration, the Cu contents in it being 0.1—0.2%.

The zone of oxidized ores contains limonite, malachite, azurite and jarosite. Chrysocolla occurs as a rare and insignificant admixture. The average of Cu in the oxidized zone is 1.25%.

The occurrence in the quartzites of optically negative kaolinite is very characteristic of the surface and leached zones. It replaces the se-

sericite and the rock alters into a quartz-kaolinite aggregate containing no other minerals, not even pyrite. Kaolinization is especially developed in the granitoids of the eastern and the south-western valleys which serve as the main drainage for the sulphurous surface waters. The kaolinization of the rocks is due to the effect of these surface solutions, flowing from the ore area.

We thus see that the magmatic waters of the granodiorite porphyritic magma which invaded the series of acid effusives were the source of the primary copper concentration in Kounrad. When the intrusive body was cooling there appeared in its upper, convex and most solidified part a dense and complex system of minute fissures which later became the paths of penetration for the alkaline, copper bearing solutions containing H_2S , also. These solutions have altered the feldspar mass into sericite, the excess of SiO_2 crystallizing as quartz, thus giving the rock an essentially quartzitic appearance. Parallel with this process there occurred the deposition of copper in the form of chalcopyrite. The acid effusives enclosing the stock were more altered at their contact owing to the high temperature effect of the magma, its emanation and solutions, in which, in addition to water and sulphur, boron and fluorine also played a considerable part. Here we see the formation of molybdenite, tourmaline, topaz and of the group of minerals rich in alumina. Undoubtedly the crystallization of corundum, diaspore, andalusite, tourmaline, topaz and molybdenite is associated with the earlier pneumatolytic phase, while the formation of pyrophyllite, sericite and alunite with barite—to the later hydrothermal phase. These two phases occurred apparently at the very close of the whole magmatic process.

Local migration of the oxides of the dissociated feldspathic molecule undoubtedly also had a part in the process of secondary quartzitization. The introduced SiO_2 and Al_2O_3 segregated in the zones of weakness of the rocks, where they formed thin beds, veins and whole segregations of quartz, andalusite and corundum with diaspore. TiO_2 was the least migrating oxide. The formation of pyrite in both types of secondary quartzites was apparently due, on the one hand, to the iron of the dark coloured components and the magnetite of the primary rock and, on the other, to the sulphur of the magmatic solutions.

The commercial copper ores of Kounrad were formed by the oxidation and secondary sulphide enrichment of the primary hydrothermal ores and therefore may be referred to the genetic type of ores of the zone of weathering. It is necessary to add that the association of the commercial orebody with the kettle-like depression is due to the association of the primary ore concentration with the fractured summit of the intrusive stock. Owing to the softness of the fractured and sericitized granodiorite porphyries forming this summit, a depression was soon carved in it by erosion. This kettle-like depression which appeared in

place of the chalcopyrite and sericitic granodiorite porphyries results in a similar lowering of the profile of the water-table controlling the reducing processes which produced the concentration of the secondary sulphides in this depression.

The compact secondary quartzites from the effusive cover naturally occurred more stable and were preserved as the broad ring of hills, surrounding the depression and covering the peripheral parts of the stock.

Reserves of ores and copper in Kounrad on January 1, 1934 (in tons)

Oxidized ores			Sulphide ores			Total		
Ore	Metal	% of Cu	Ore	Metal	% of Cu	Ore	Metal	% of Cu
19,500,000	250,000	1.3	176,300,000	1,900,000	1.07	195,800,000	2,150,000	1.07

The Ajo deposit (Arizona, USA) is the only one of all known copper-porphyry deposits which is comparable with our deposit. Its copper ores are also associated with granodiorite porphyries which invaded the cover of rhyolite lavas but no andalusite mineralization is reported. Quartz rhyolites, analogous to the Kounrad secondary quartzites and in near contact with hypoabyssal intrusions of porphyries, are reported from the well-known Chinese deposits of alunite and pyrophyllite (Fan-shan, Tayhoo and Sin-Tzian region). In these altered rhyolites pyrite, corundum, diaspore, andalusite, pyrophyllite, kaolinite and alunite are also developed, but copper concentration is not reported in the intrusive monzonite porphyries.

ОБЪЯСНЕНИЕ ТАБЛИЦ I—XX

Таблица I

- а—мелкозернистый аркозовый песчаник (№ 178). Увеличено в 30 раз:
1—обломочный кварц с каемками вторичного кварца,
2—серицитизированный ортоклаз с ортоклазовой каемкой,
3—роговиковый кварцево-ортоклазовый основной фон.
- б—кварцево-мусковито-ортоклазовый роговик из аркозового песчаника (№ 120). Увеличено в 53 раза. Характер развития андалузита и мусковита. Белые рельефные зерна—андалузит, параллельная штриховка—мусковит, черное—ортоклаз. Основной фон—вторичный кварц.
- с—обломок бывшего диабазов в вторичном кварците из эффузивных порфиров (№ 37/65-планшет 2). Увеличено в 17 раз.
- д—структура сферолита в сферолитовом кварцевом альбитофире. Ключковатые зубчатые зерна—кварц, радиальная штриховка—вростки альбита, двойникованные зерна—альбит и черное—циркон (№ 12/10, планшет 2). Увеличено в 50 раз.
- е—вулканическая лаво-брекчия кварцевого альбитофира (№ 175¹, планшет 2). Натуральная величина.

Таблица II

- а—песчанико-сланец (№ 177, планшет 2). Скрещенные николи. Увеличено в 10 раз.
- б—диабаз (№ 174, планшет 2). Увеличено в 10 раз. Скрещенные николи.

Таблица III

- а—шлиф из образца табл. Iе, в скрещенных николях. Увеличено в 10 раз. Видны вкрапленники кварца и альбита в полосчатом базисе.
- б—кварцевый альбитофир с перлитовой структурой. Белые контуры—вкрапленники кварца (№ 175, планшет 2). Увеличено в 20 раз. Проходящий свет.

Таблица IV

- а—гранодиорит (№ 117, планшет 12). Уменьшено в 1.5 раза. Черные контуры—амфибол и биотит с скоплениями магнетита.
- б—ветвисто-перистая структура флюидального кварцевого альбитофира. В широкой полосе—веточки и зерна альбита. Вне полосы кварцево-альбитовый микрофельзит (№ 12/6, планшет 2). Увеличено в 50 раз.

- с—гранодиорит-порфир (№ 34, планшет 7). Уменьшено в 1.5 раза. Черные контуры—амфибол и биотит с магнетитом; светлые—кислый плагиоклаз, серые—кварц и щелочные полевые шпаты.
- d—то же (из скв. III, глуб. 70.55—71.5 м). Уменьшено в 1.5 раза. Переходная зона к вторичным кварцитам. Светлые пятна и точки на темноцветных вкрапленниках—пирит.
- е—гранодиорит. Характер распределения магнетита:
- 1—биотит с рутилом по спайности,
 - 2—магнетит,
 - 3—роговая обманка,
 - 4—плагиоклаз,
 - 5—базис из кварца и щелочных полевых шпатов (№ 118). Увеличено в 15 раз.
- f—гранодиорит-порфир. Характер распределения магнетита:
- 1—биотит с рутилом по спайности,
 - 2—магнетит,
 - 3—плагиоклаз,
 - 4—кварц,
 - 5—базис из кварца и щелочных полевых шпатов (№ 20). Увеличено в 15 раз.

Таблица V

- а—Гранодиорит-порфир. Скрещенные николи. Увеличено в 20 раз. Светлые точки и пятна—кварц. (Скв. 145, глубина 53.34 м.)
- б—гранодиорит-порфир. Скрещенные николи. Светлые точки и пятна—кварц. (Скв. 4, глубина 61 м.)

Таблица VI

- а—кварцевый диорит-порфирит (№ 107, планшет 7). Натуральная величина.
- б—вторичный кварцит из эффузивного порфира. Характер роговиково-графического кварца в согласных флюидальных жилках. Увеличено в 20 раз. Скрещенные николи (№ 18).

Таблица VII

- а—вторичный кварцит из флюидального эффузивного порфира. Характер полигонально-сферического вторичного кварца и жильного кварца „согласных“ жилок. Увеличено в 20 раз. Скрещенные николи. (№ 44/35, планшет 6.)
- б—агрегатные скопления вторичного кварца во вторичном кварците из эффузивного порфира. Увеличено в 10 раз. Скрещенные николи. (Скв. 135, глуб. 207 м.)

Таблица VIII

- а—агрегатные скопления вторичного кварца по бывшим пустотам порфировой лавы, превращенной в серицито-андалузитовый вторичный кварцит. Черное треугольное зерно—бывший кварц-вкрапленник. Увеличено в 10 раз. Скрещенные николи. (№ 170).

- b — псевдоморфоза — скопление рутила, пирита и серицита по биотиту во вторичном кварците из гранодиорит-порфира. Увеличено в 25 раз. Черные зерна — пирит, волосные линии и точки внутри контура — рутил, белое поле внутри контура — серицит. Основной фон — кварц с серицитом. (Скв. 100, глуб. 29—33 м.)
- c — псевдоморфоза рутила по биотиту в андалузитовом вторичном кварците. Черные зерна — пирит, заштрихованные — андалузит, диаспор, мелкие незаштрихованные зерна — рутил. Основной фон — вторичный кварц и серицит. Увеличено в 25 раз. (Скв. 30, глуб. 29—33 м.)
- d — развитие корунда на фоне андалузита во вторичном кварците из эффузивного порфира. Крупные рельефные зерна — андалузит, вытянутые — корунд и черные — рутил. Основной фон — вторичный кварц с серицитом. Увеличено в 25 раз. (Скв. 30, глуб. 74—75 м.)
- e — характер развития пирофиллита и диаспора во вторичном кварците из эффузивного порфира. Вытянутые рельефные зерна — диаспор, радиально-лучистые и штрихи — пирофиллит, изометричные зерна — вторичный кварц. Увеличено в 45 раз. (Скв. 50, глубина 111—113 м.)

Таблица IX

- a — обрастание пирофиллитом пирита в андалузитовом вторичном кварците. Черные зерна — пирит, светлые — вторичный кварц, параллельная штриховка — пирофиллит. Увеличено в 25 раз. (Скв. 85, глуб. 68—70 м.)
- b — андалузитовый вторичный кварцит из эффузивного порфира. Характер развития пирита среди андалузита. Черное — пирит, рельефные зерна с штриховкой — андалузит, остальное — кварц и серицит. Увеличено в 25 раз. (Скв. 30, глубина 70 м.)
- c — серицитовый вторичный кварцит с реликтовой флюидальностью эффузивного порфира. Характер развития пирита в жильном кварце. Увеличено в 15 раз. (Скв. 113.) Южный склон Северного Коунрада.
- d — радиально-лучистый андалузит в серицитизированном вкрапленнике альбита во вторичном кварците из эффузивного порфира. Увеличено в 40 раз. (№ 25/15, планшет 6.)
- e — псевдоморфоза — скопление вторичного кварца и серицита по вкрапленнику кислого плагиоклаза во вторичном кварците из гранодиорит-порфира. Внутри треугольного контура белые зерна — вторичный кварц, штрихи — серицит, черные зерна — пирит. Основной фон вокруг контура вкрапленника — кварц с серицитом. Увеличено в 25 раз. (Скв. 100, глуб. 99—100 м.)
- f — псевдоморфоза серицита и диаспора по вкрапленнику альбита во вторичном кварците из эффузивного порфира. Удлиненные палочки — диаспор, белые зерна — вторичный кварц, штрихи — серицит, рельефные короткие зерна с параллельной штриховкой — андалузит. Основной фон вокруг вкрапленника — вторичный кварц с серицитом. Увеличено в 55 раз. (№ 25/102, планшет 15.)

Таблица X

- a — форма развития алунита в андалузитовом вторичном кварците. Горизонтальная штриховка — алунит, рельефные зерна — андалузит, тонкая вертикальная штриховка —

- серицит, черные зерна—пирит и белые зерна — вторичный кварц с серицитом. Увеличено в 55 раз. (Скв. 86, глуб. 40—42 м.)
- б—характер развития барита в кварцевой жилке во вторичном кварците из эффузивного порфира. Рельефные спайные зерна—барит, белые—кварц. Основной фон—вторичный кварц с серицитом. Увеличено в 55 раз. (№ 36/25, планшет 6.)
- с—псевдоморфоза ярозита по пириту во вторичном кварците из эффузивного порфира. Рельефные графические зерна—скопления ярозита. Основной фон—вторичный кварц с серицитом. Увеличено в 55 раз. (№ 15/0, планшет 2.)
- д—псевдоморфоза ярозита по пириту в андалузитовом вторичном кварците. Рельефные агрегаты зерен—ярозит. Каемки вокруг них—пирофиллит. Зерна с параллельной штриховкой—андалузит. Основной фон—вторичный кварц с серицитом. Увеличено в 55 раз. (Скв. 96, глуб. 0.98—1.48 м.)
- е—характер развития турмалина в серицитовой псевдоморфозе по полевому шпату во вторичном кварците из гранодиорит-порфира. В прямоугольных контурах: радиально-лучистый турмалин, штрихи—серицит, точки—каолинит, черные зерна—пирит. Основной фон—кварц с серицитом. Увеличено в 55 раз. (Скв. 50, глуб. 208.04—209.20 м.)
- ф—характер развития джюмортьерита в кварцевой жилке, секущей андалузитовый вторичный кварцит. Радиально-лучистые штрихи — джюмортьерит, белые зерна — кварц. Увеличено в 25 раз.

Таблица XI

- а—серицитовый вторичный кварцит с реликтовой флюидально-пузыристо-пемзовой текстурой эффузивного порфира. Натуральная величина (№ 170). Западный отрог главной вершины Коунрада.
- б—серицитовый вторичный кварцит из флюидального эффузивного порфира. Отпрепарированная выветриванием поверхность. Натуральная величина (№ 168). Западный отрог Северного Коунрада.
- с—серицитовый вторичный кварцит из флюидального эффузивного порфира. Темные точки—кварц-вкрапленник. Натуральная величина. Северо-восточный склон главной вершины Коунрада.
- д—вторичный кварцит с реликтовой флюидально-лавовой текстурой. Видна граница наложения двух лавовых покровов. Флюидальность правой и левой половины имеет угловое несогласие. Натуральная величина. (Скв. 42, глуб. 59.54 м.)

Таблица XII

- а—трещиноватый, залеченный жилками кварца андалузито-серицитовый вторичный кварцит с реликтовой флюидальной текстурой эффузивного порфира (№ 95). Разнос на месте скв. 105. Штуф уменьшен в 1½ раза.
- б—серицитовый вторичный кварцит с реликтовой тонкофлюидальной текстурой эффузивного порфира (№ 168). Штуф в натуральную величину. Северный Коунрад, западный отрог.

Таблица XIII

- а—серицито-андалузитовый вторичный кварцит с реликтовой тонкофлюидальной текстурой эффузивного порфира. Натуральная величина. Темные точки—кварц-вкрапленник. Черные поперечные и продольные полосы—кварцевые жилки (№ 81). Северный Коунрад—восточный отрог.
- б—андалузито-серицитовый вторичный кварцит с реликтовой флюидально-сферолитовой текстурой эффузивного порфира. Натуральная величина (№ 78). Северный Коунрад, восточный отрог.

Таблица XIV

- а—вторичный кварцит из порфировых лав. Уменьшено в 15 раз. Характер литофиз и обтекающей их флюидальности. Видно концентрическое строение литофиз выполненных вторичным кварцем (№ 11). Восточная часть рудного участка.
- б—отпрепарированный выветриванием вторичный кварцит с реликтами литофиз (№ 86). Уменьшено в 1½ раза. Северное подножие главной вершины Коунрад.

Таблица XV

- а—серицитовый вторичный кварцит из эффузивного порфира. Характер полигонального вторичного кварца, проросшего серицитом. Увеличено в 10 раз. Скрещенные николи. Западный Коунрад.
- б—серицитовый вторичный кварцит с реликтовой полигонально-сферолитовой структурой эффузивного порфира. Хорошо видны два контура бывших вкрапленников полевого шпата. Увеличено в 20 раз. Скрещенные николи. Северный Коунрад.

Таблица XVI

- а—серицитовый вторичный кварцит из эффузивного порфира с реликтовой тонкофлюидальной структурой. Скрещенные николи. Увеличено в 10 раз. Западный отрог Северного Коунрада.
- б—андалузито-серицитовый вторичный кварцит с реликтовой волнисто-флюидальной текстурой эффузивного порфира. Темные полосы—андалузитовый агрегат, светлые—кварцево-серицито-андалузитовый. Проходящий свет. Увеличено в 10 раз. Южный склон Северного Коунрада.

Таблица XVII

- а—андалузито-серицитовый вторичный кварцит из эффузивного порфира. Полосчато-петельчатое распределение андалузита (темные и черные скопления) по реликтовой флюидальности. Светлые промежутки—вторичный кварц и серицит. Увеличено в 10 раз. Проходящий свет. Южный Коунрад.
- б—серицитовый вторичный кварцит с реликтовой лаво-брекчиевой структурой порфира. Увеличено в 10 раз. Скрещенные николи. Южная гряда Северного Коунрада.

Таблица XVIII

- а—серицитовый вторичный кварцит из эффузивного альбитофира. Характер реликтовой флюидальности и кварцевых вкрапленников. Последние расположены в светлом

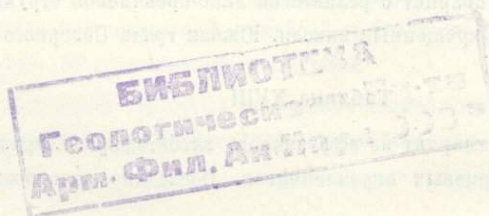
- прослойке, состоящем почти из одного серицита. Увеличено в 6 раз. Скрещенные николи. Главная вершина Коунрада.
- b—серицитовый вторичный кварцит с реликтами перлитовой отдельности и кварцевыми вкраплениями эффузивного порфира. Увеличено в 15 раз. Скрещенные николи. Южный склон главной вершины Коунрада.
- c—андалузито-серицитовый вторичный кварцит с реликтами перлитовой отдельности эффузивного порфира. Увеличено в 20 раз. Проходящий свет. Южный Коунрад.
- d—серицитовый вторичный кварцит из гранодиорит-порфира. Характер псевдоморфоз опала и серицита по полевым шпатам. Рельефные зерна—опал, штрихи—тонкочешуйчатый серицит, черные зерна—пирит; большие белые контуры—кварц-вкрапленник. В жилках вторичный кварц. Основной фон из первичного и вторичного кварца, серицита и опала. Увеличено в 10 раз. (Скв. 4, глубина 52 м.)
- e—буровая колонка вторичного кварцита из гранодиорит-порфира. Характер интенсивно и мощно проявленных кварцевых жилок (темные полосы). Светлые пятна—серицитовые псевдоморфозы по полевым шпатам. (Образец из скв. 127, глуб. 207 м.)
Натуральная величина.

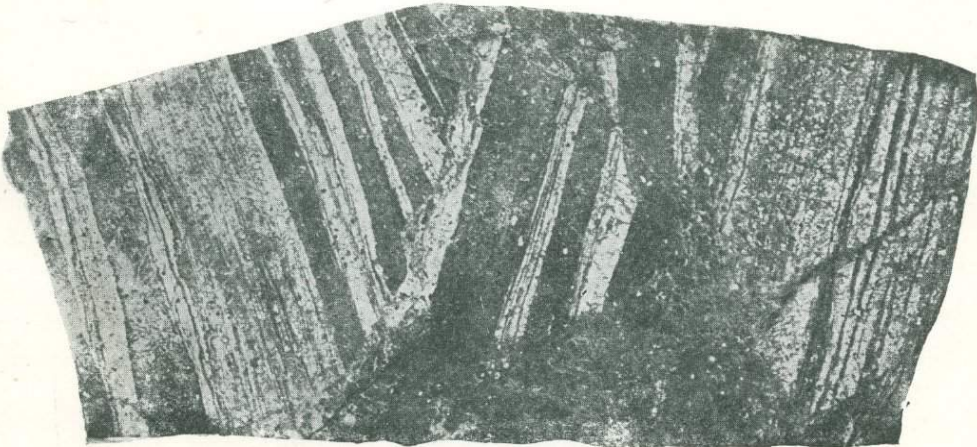
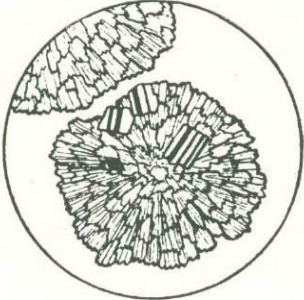
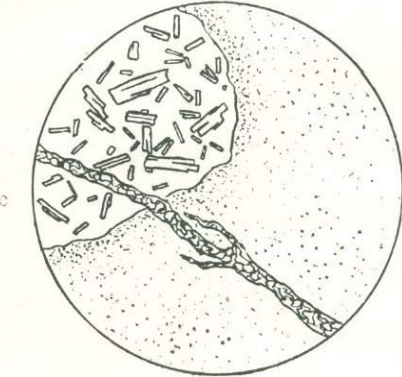
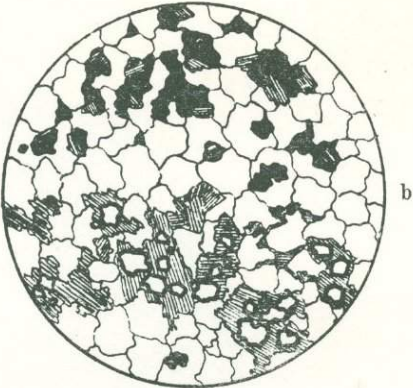
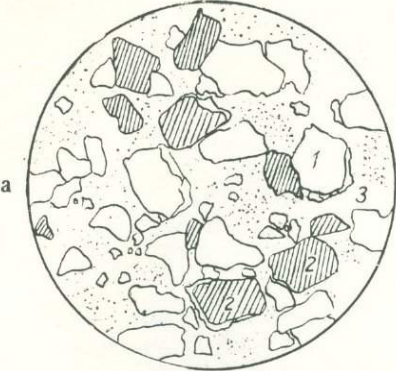
Таблица XIX

- a—вторичный кварцит из гранодиорит-порфира. Характер наиболее интенсивно проявленной трещиноватости, залеченной кварцем. Поверхность штуфа отпрепарирована выветриванием. Резко выступает сетка жильного кварца. Местами видны горшинки—реликты кварца-вкрапленника (№ 234). Натуральная величина. Юго-Западный лог.
- b—та же порода с нормальной жилковатостью (темные полосы). Темные пятна—кварц-вкрапленник. Натуральная величина. (Образец из шахты № 1, глуб. 40 м.)

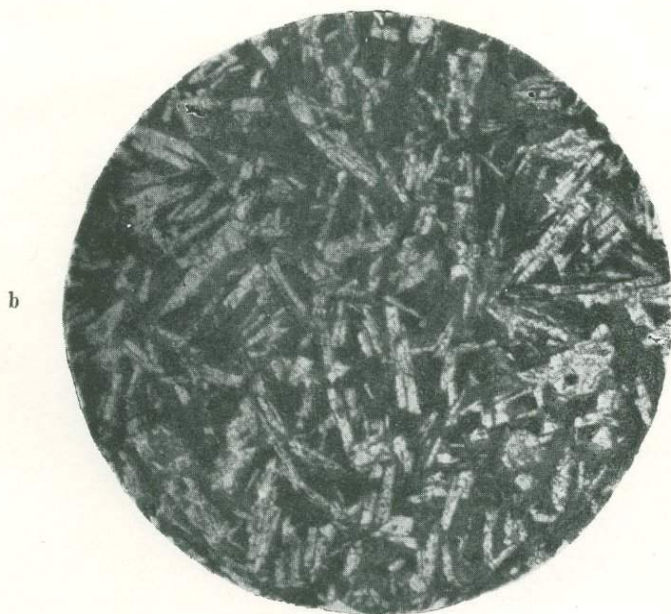
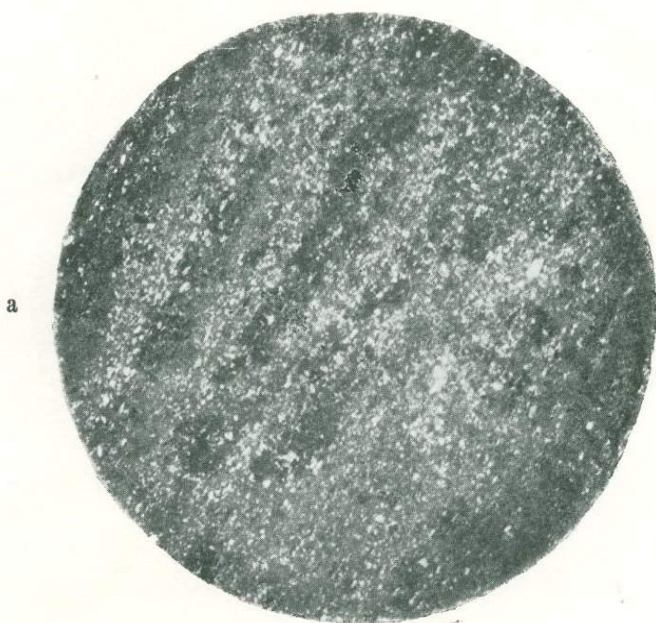
Таблица XX

- a—Серицито-каолиновый вторичный кварцит из гранодиорит-порфира. Темные контуры—псевдоморфозы серицита и каолинита по кислым плагиоклазам. В базисе первичный кварц и серицит. Увеличено в 10 раз. Скрещенные николи. (№ 48, планшет 7.)
- b—серицитовый вторичный кварцит из гранодиорит-порфира. Скрещенные николи. Увеличено в 15 раз. (Скв. 147, глуб. 170 м.) Белые пятнышки и точки—первичный кварц базиса. Справа—на краю—жилки с вторичным кварцем.

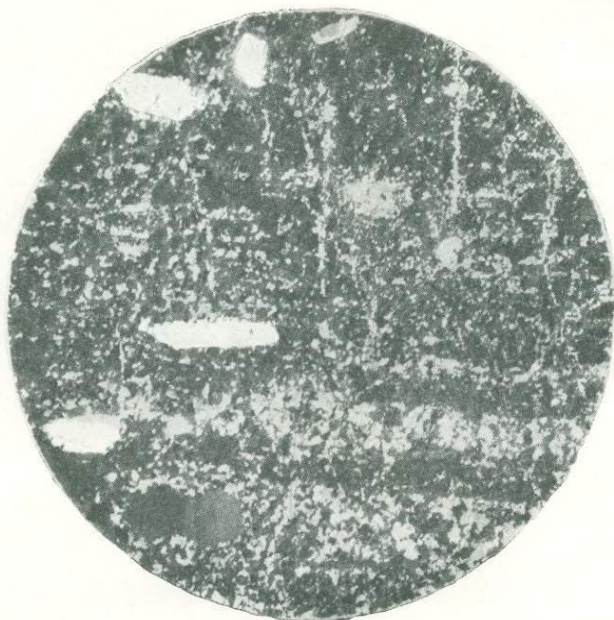




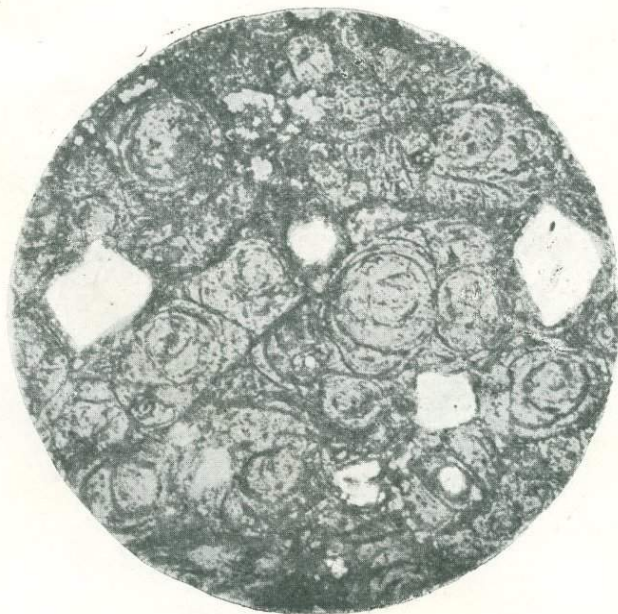
БНБМ
Геологический институт
Апр. Фун. 1928 г.



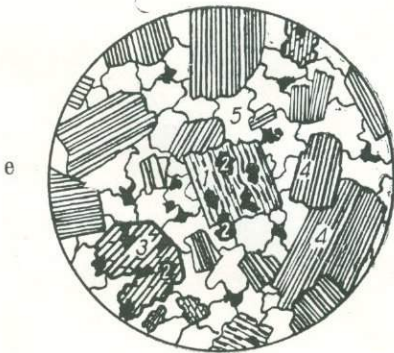
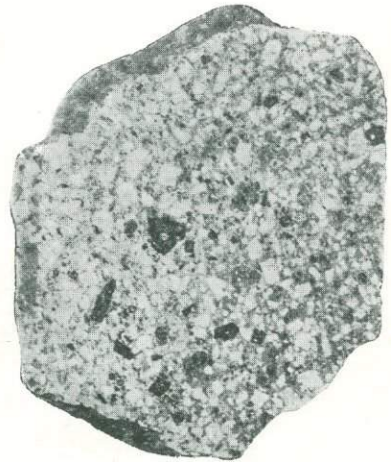
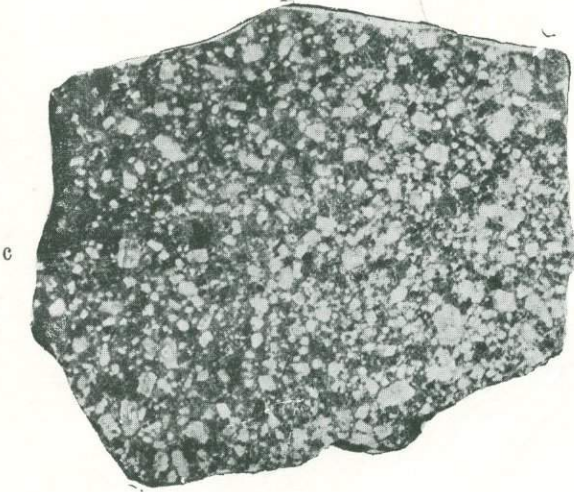
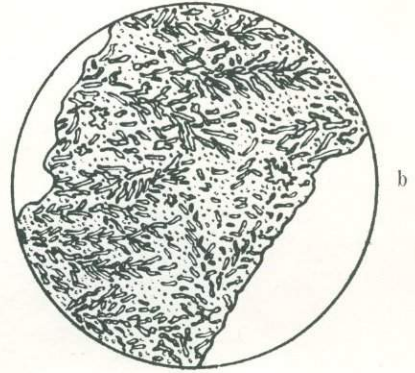
а



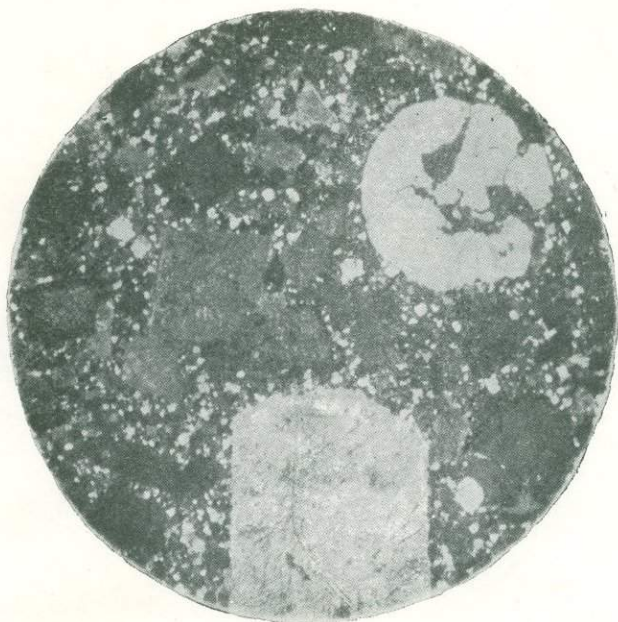
б



БРИТАНИА
Географическое общество
Апр. 20 1880



а



б

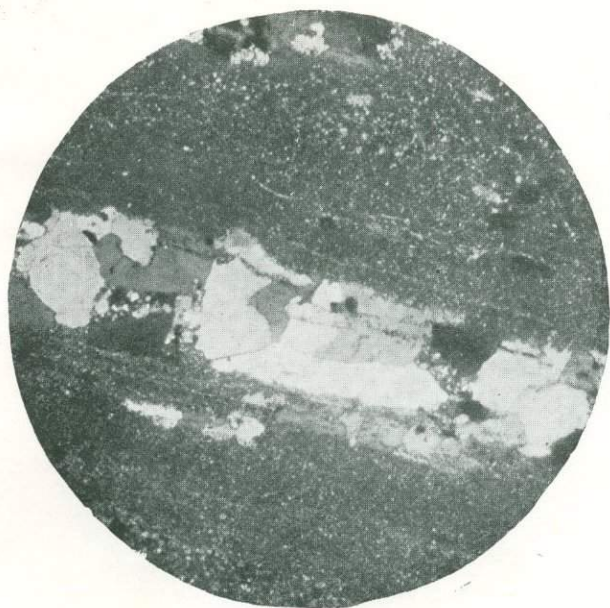


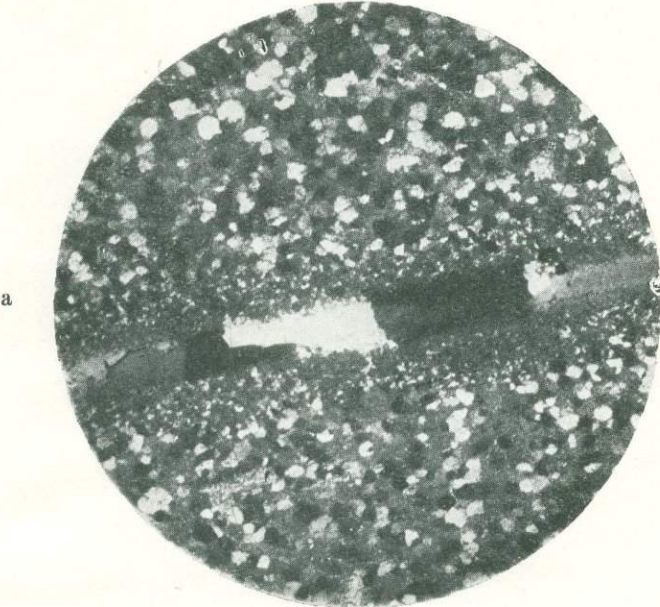
ТЕОРИЯ И ПРАКТИКА
ИСТОРИИ ИСКУССТВ
ИСКУССТВ

а

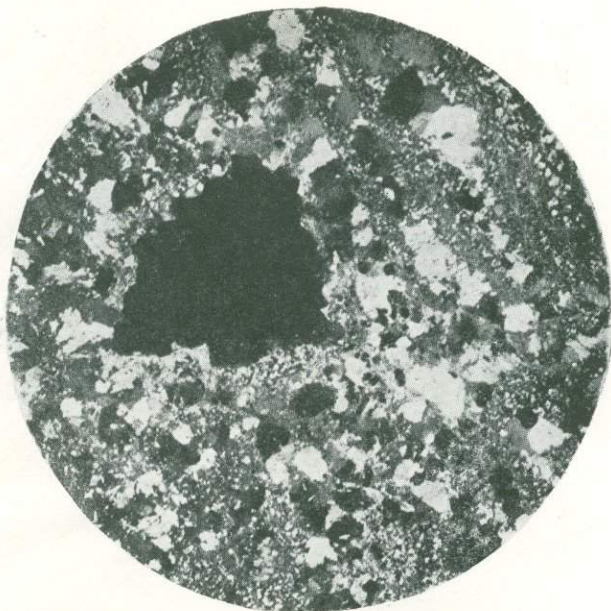


б

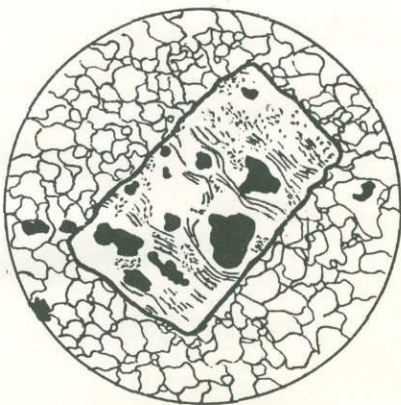




а



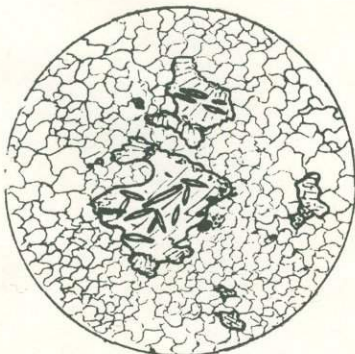
б



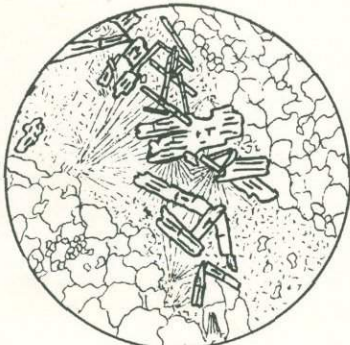
с



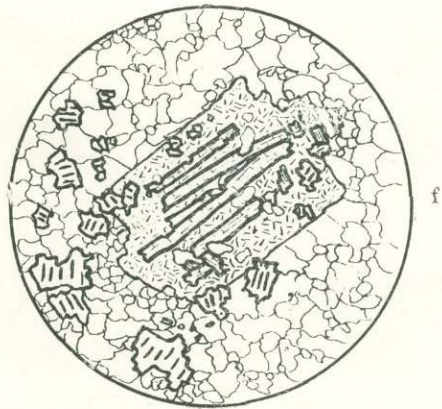
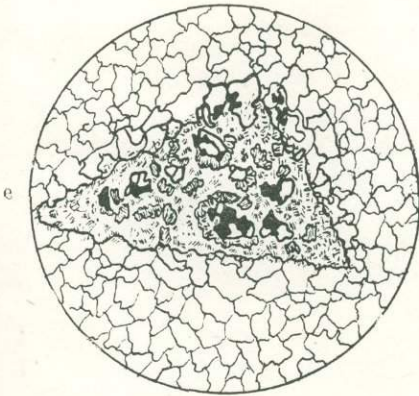
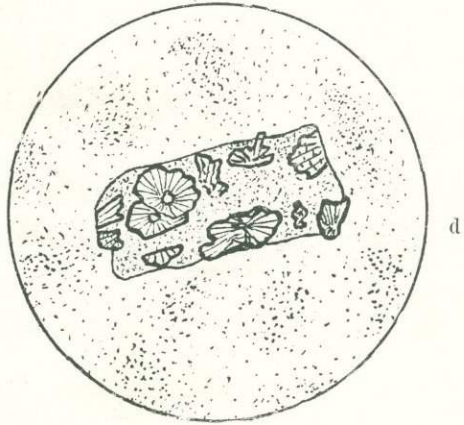
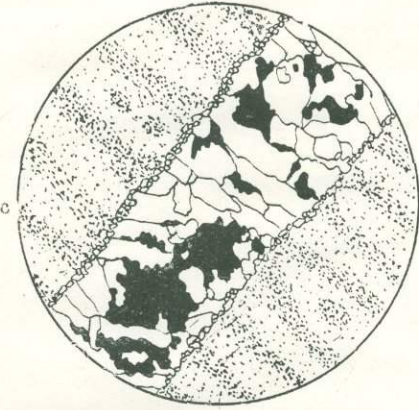
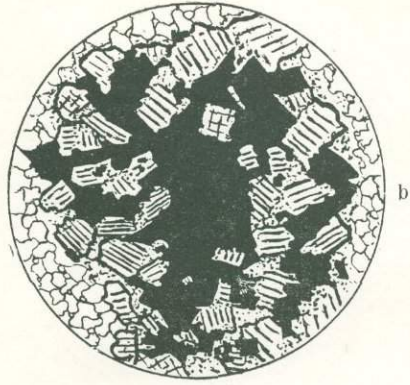
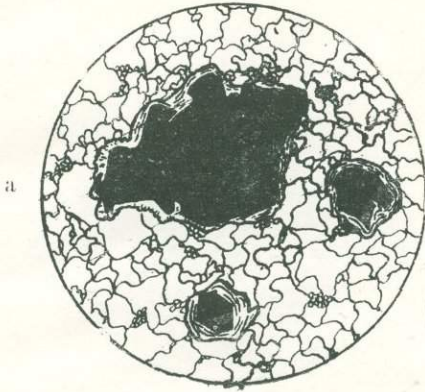
д



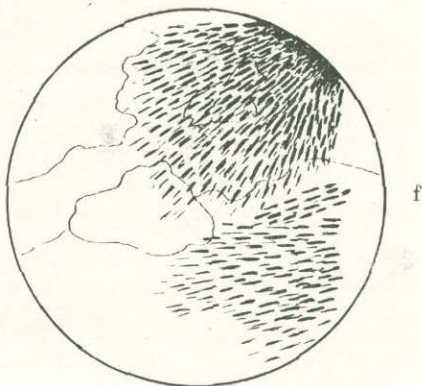
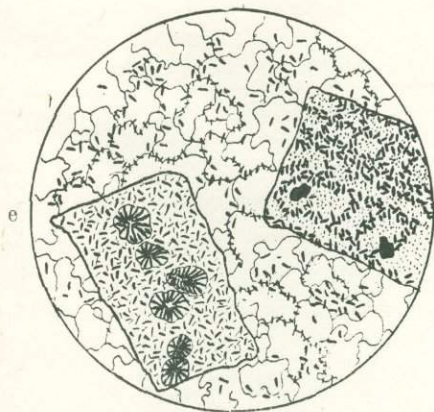
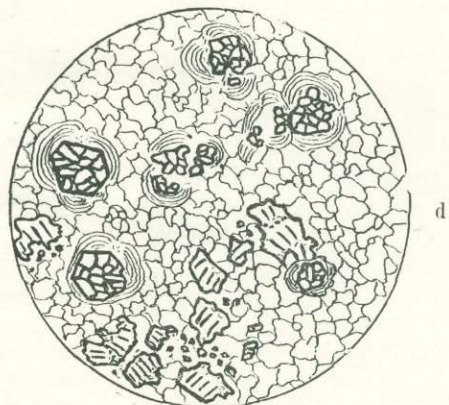
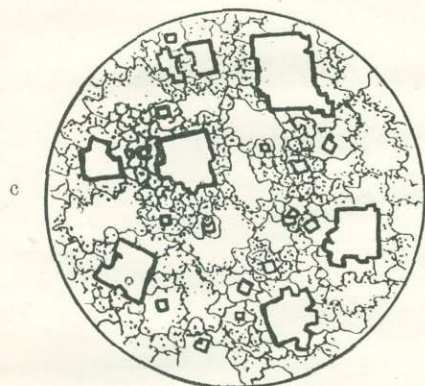
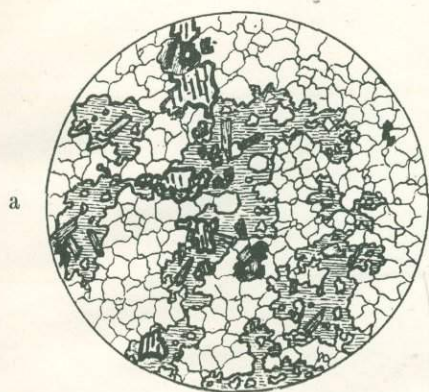
е

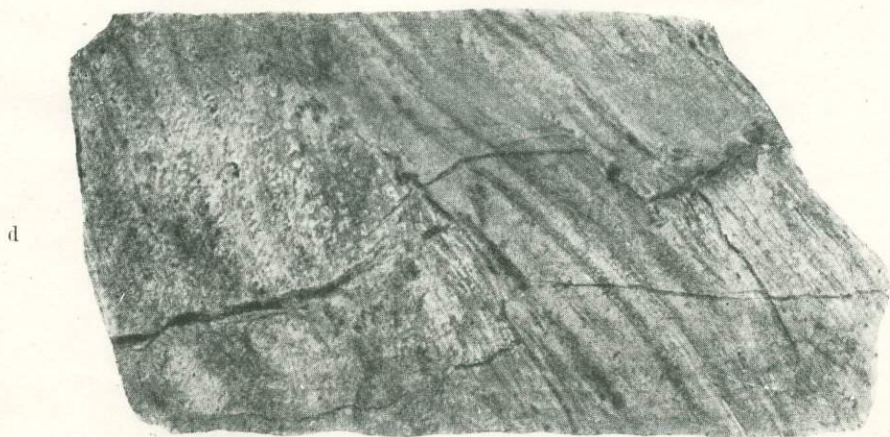


БИБЛИОТЕКА
Географический институт
Архив, 1917, 1918, 1919, 1920, 1921, 1922, 1923, 1924, 1925, 1926, 1927, 1928, 1929, 1930, 1931, 1932, 1933, 1934, 1935, 1936, 1937, 1938, 1939, 1940, 1941, 1942, 1943, 1944, 1945, 1946, 1947, 1948, 1949, 1950, 1951, 1952, 1953, 1954, 1955, 1956, 1957, 1958, 1959, 1960, 1961, 1962, 1963, 1964, 1965, 1966, 1967, 1968, 1969, 1970, 1971, 1972, 1973, 1974, 1975, 1976, 1977, 1978, 1979, 1980, 1981, 1982, 1983, 1984, 1985, 1986, 1987, 1988, 1989, 1990, 1991, 1992, 1993, 1994, 1995, 1996, 1997, 1998, 1999, 2000, 2001, 2002, 2003, 2004, 2005, 2006, 2007, 2008, 2009, 2010, 2011, 2012, 2013, 2014, 2015, 2016, 2017, 2018, 2019, 2020, 2021, 2022, 2023, 2024, 2025



БИБЛИОТЕКА
Гос. ин-та истории
Арм. ССН, АИ. 1932

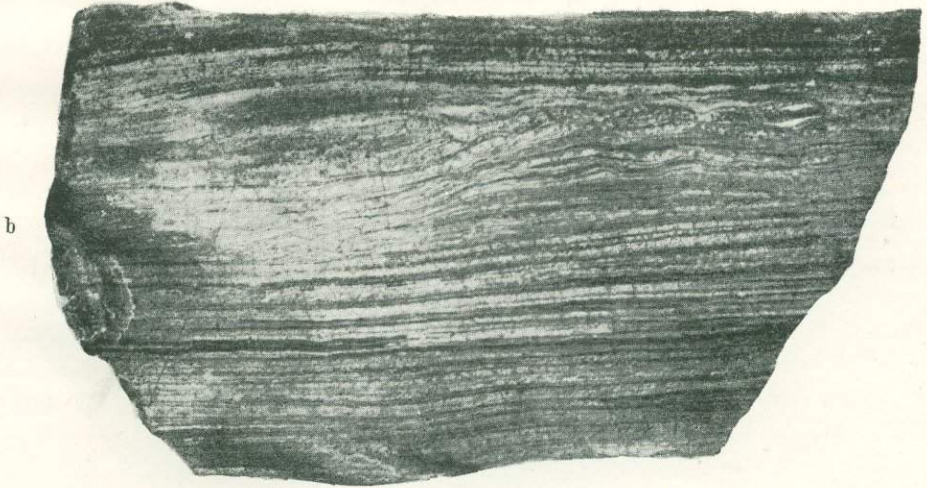




К. 111. 111

Географический институт

БИБЛИОТЕКА
Географический Ин-т
Ари. Фил. Аг. Наук. ССРС

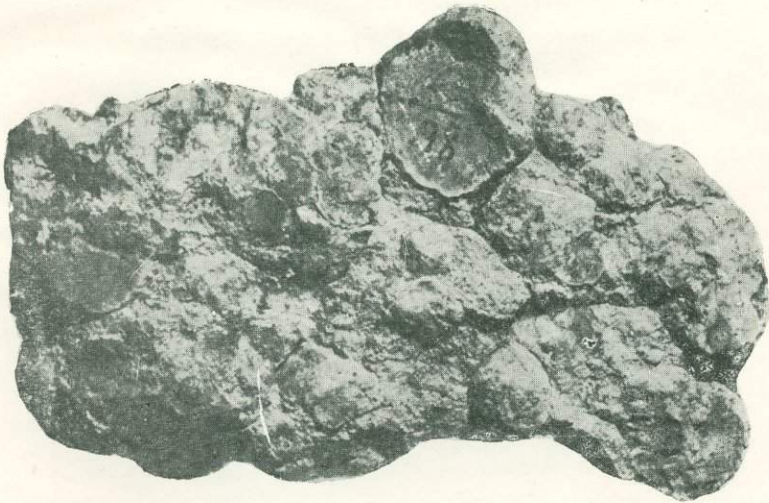


БИБЛИОТЕКА
Государственный институт
Учен. Соп. К. Академ. ССОР

а

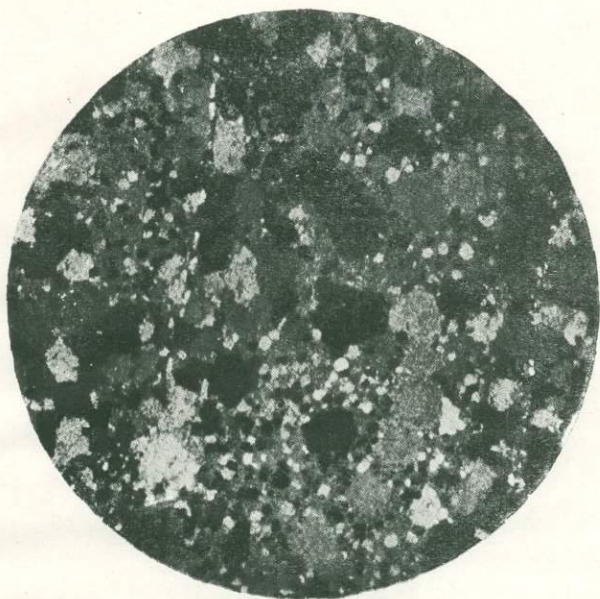


б

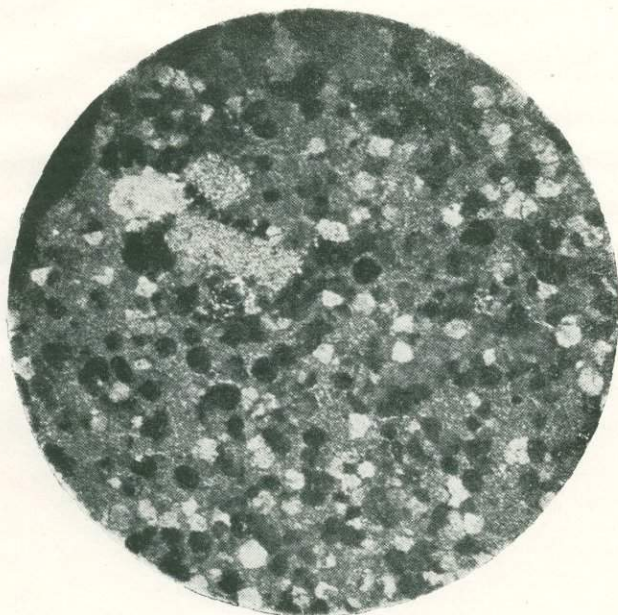


EMERGENCY
1-800-452-5227
www.4525227.com

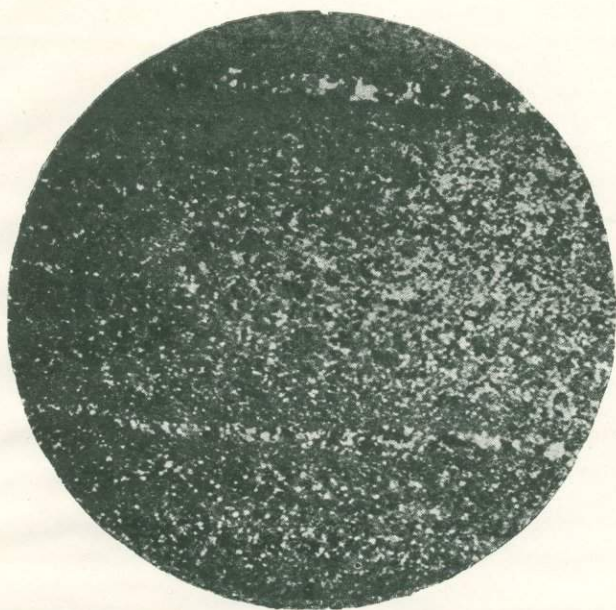
а



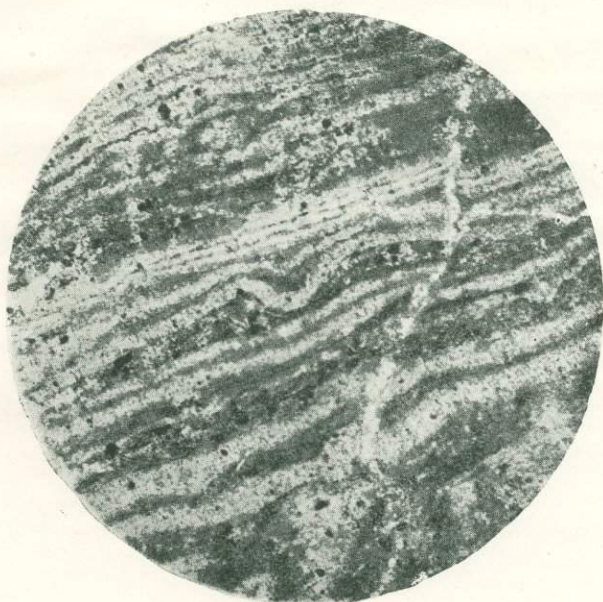
б



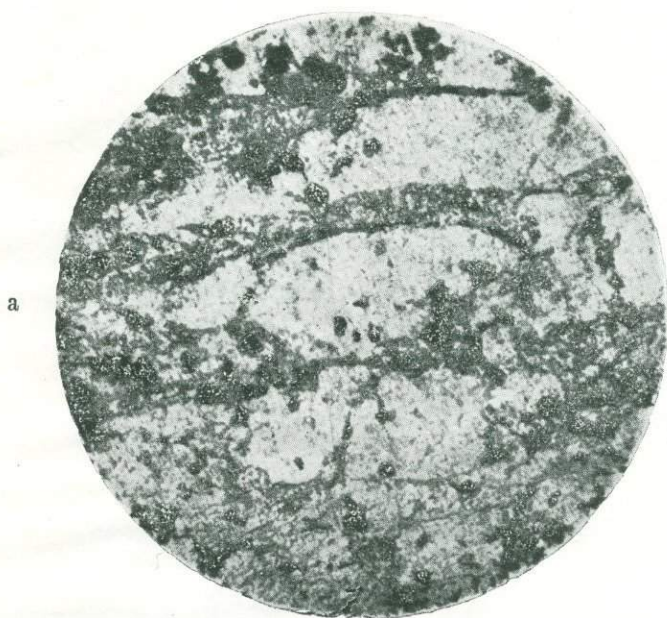
а



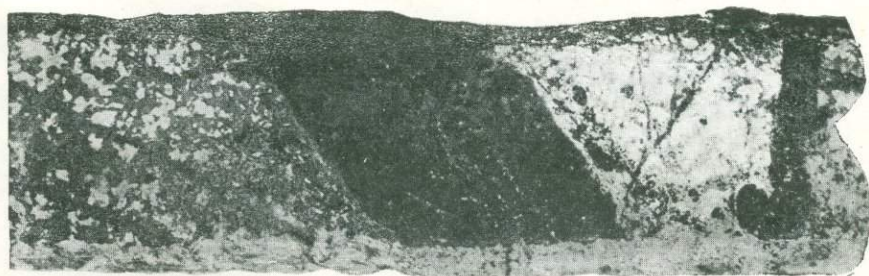
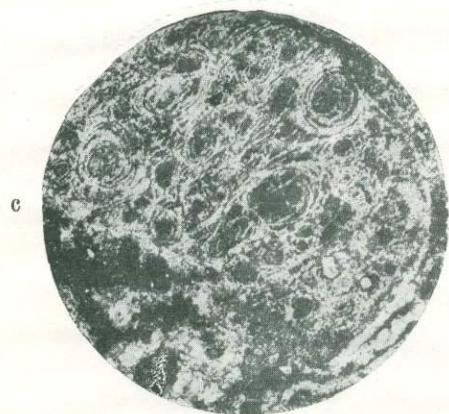
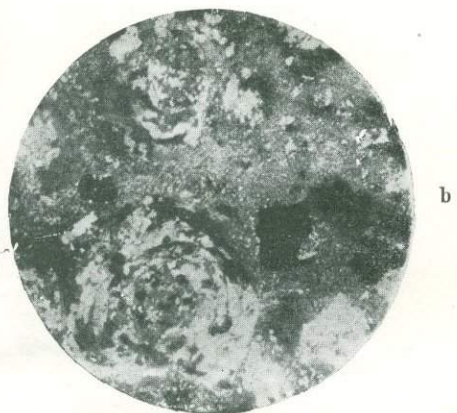
б



БИБЛИОТЕКА
Государственного Ин-та
Арх. Фил. Ан. Якут 333Р



БИБЛИОТЕНА
Географически Институт
Арх. Фил. Ан. Наук СССР

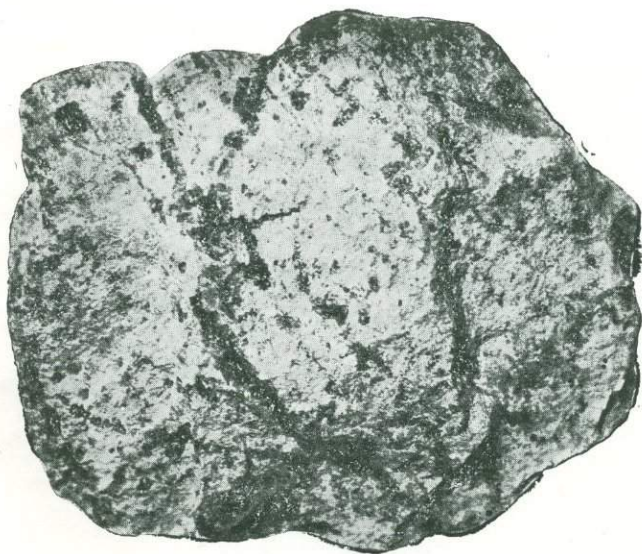


БИБЛИОТЕКА
Теола. ическог. Иста.
Фил. Ан. Шу. 1 3 199

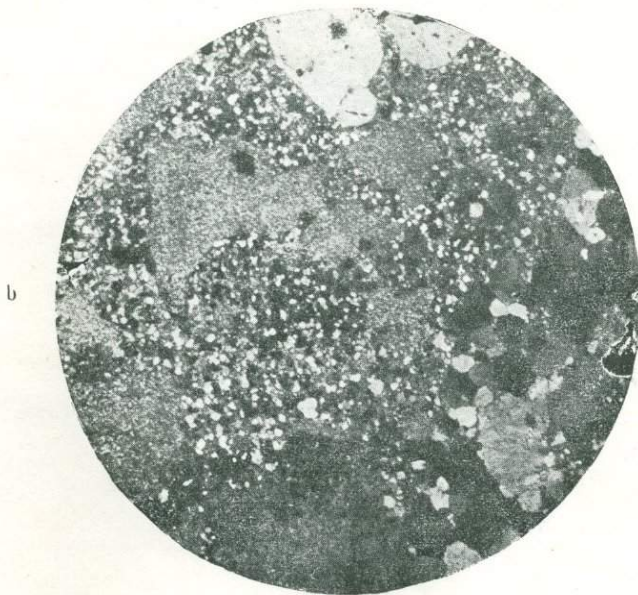
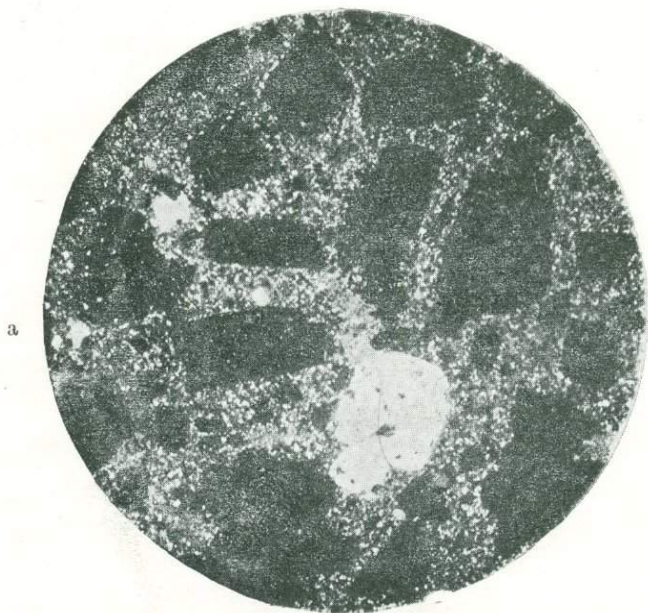
а



б



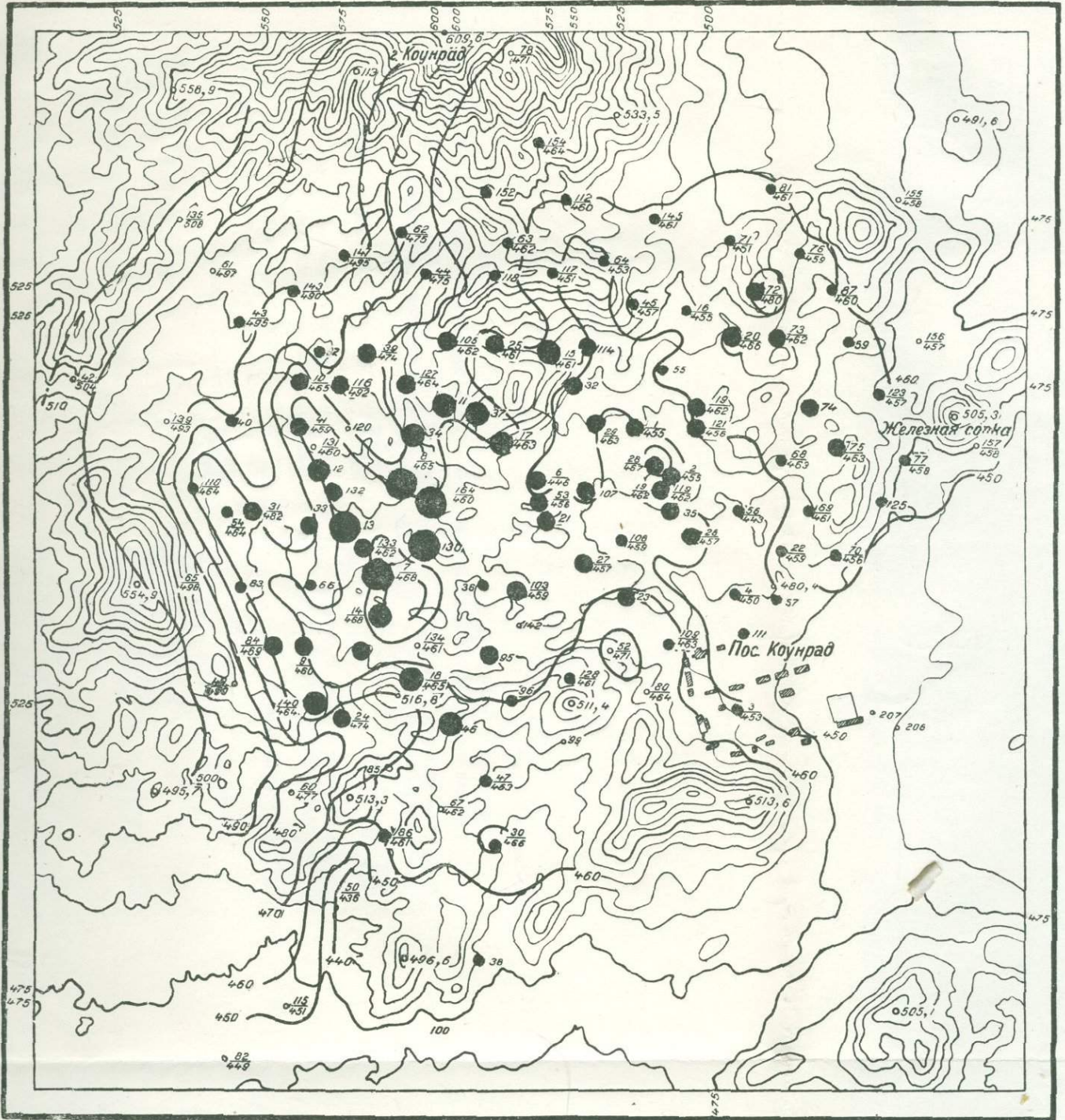
Бюро
Гос...
Апр... 1938





БИБЛИОТЕКА
РЕСПУБЛИКИ ТА
СРСР





500 — Линии одинакового уровня подземных вод
 Числитель - N скважины
 Знаменатель - абсолютный уровень воды
 в метрах

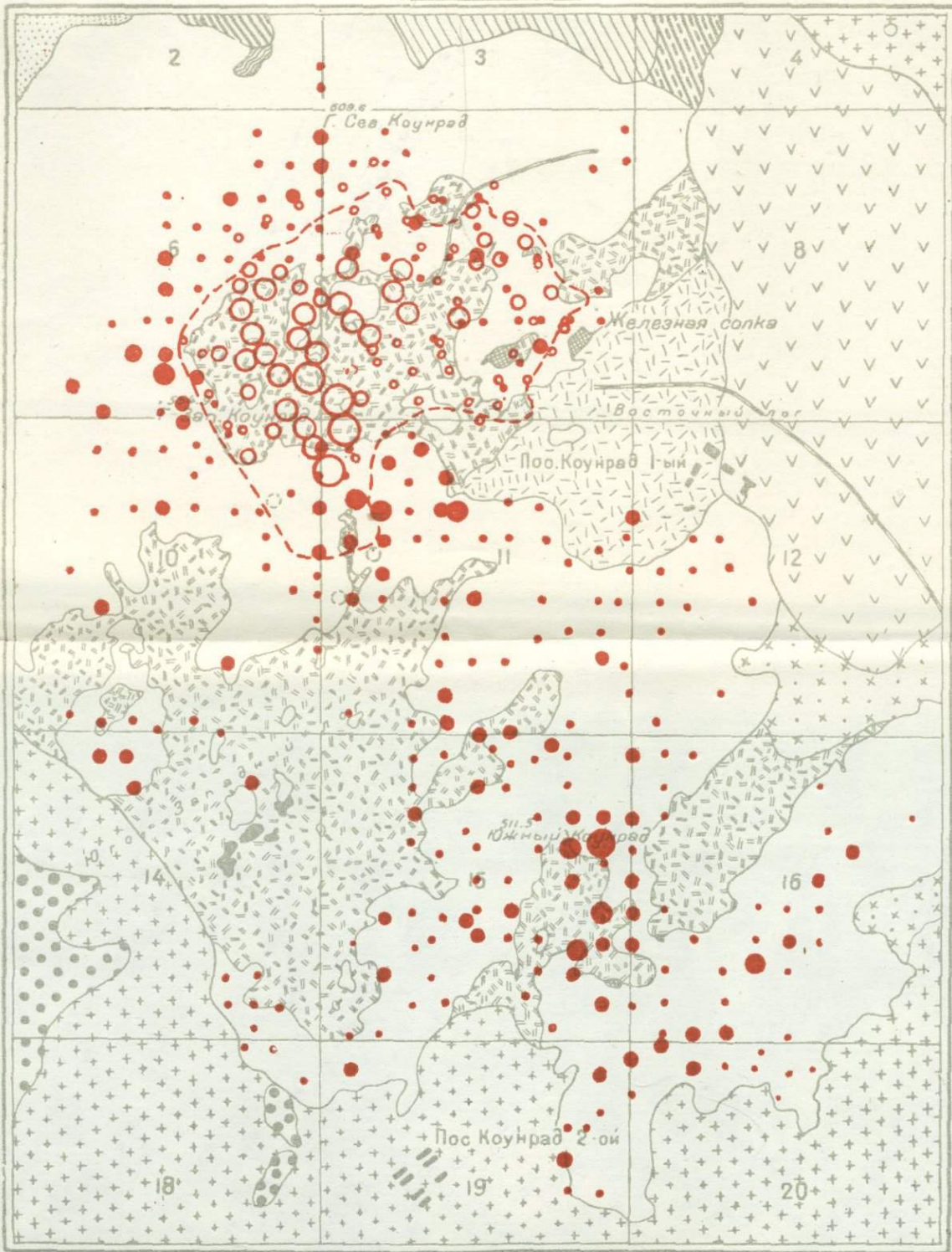
● Среднее содержание Си по скважине от 0,1 до 0,5%
 ● " " " от 0,5 до 1%
 ● " " " от 1 до 1,5%
 ● " " " свыше 1,5%

План распределения грунтовых вод и медного оруденения на месторождении Коунрад.
 (Составил Н. И. Наковник.)

КАРТА РАСПРОСТРАНЕНИЯ АНДАЛУЗИТА И МЕДНОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА МЕСТОРОЖДЕНИИ КОУНРАД

Составил Н. И. Наконник

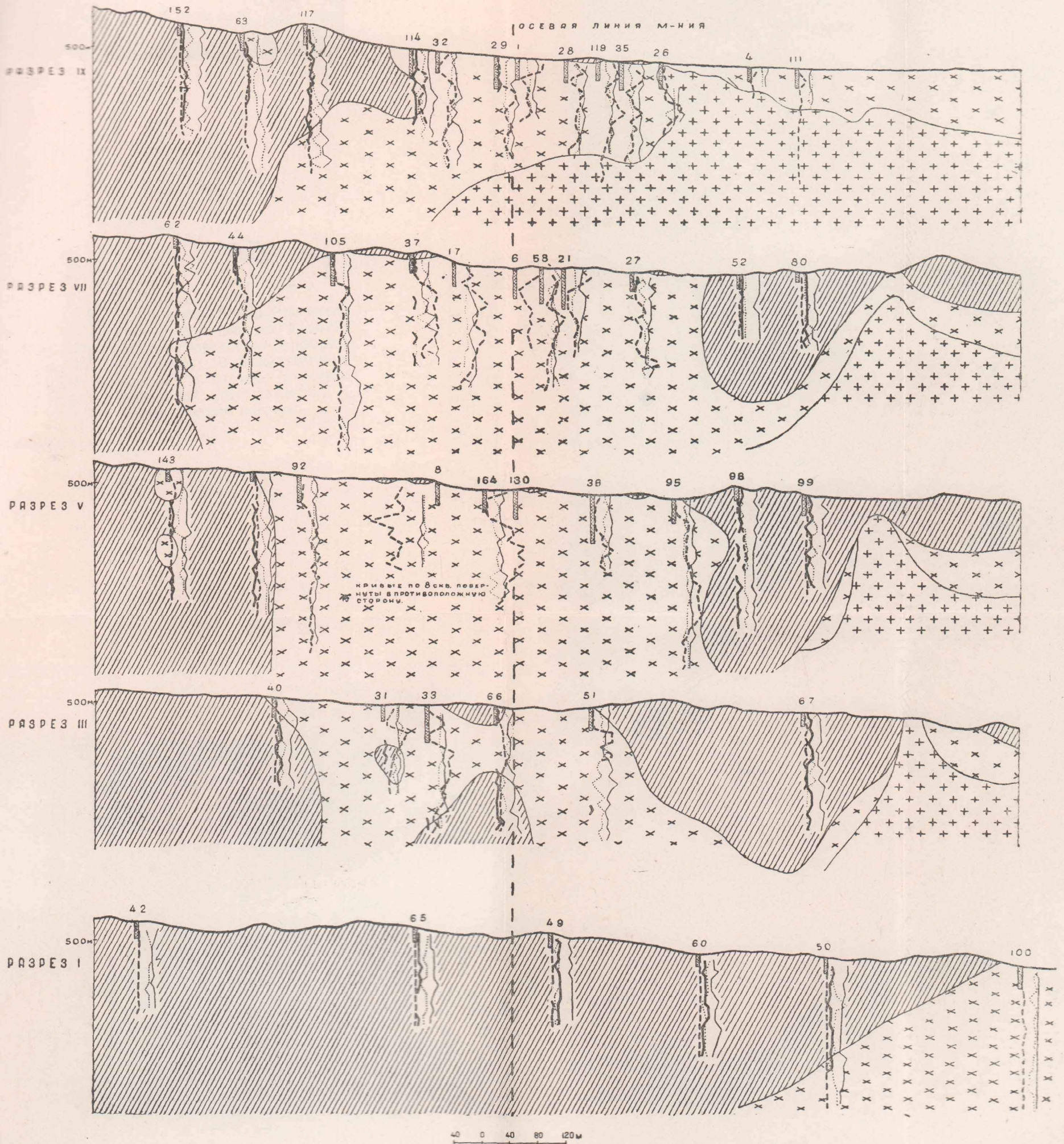
100 0 100 300 500 м



- | | |
|--|---|
| <ul style="list-style-type: none"> ● Содержание андалузита до 10% ● " " " 30% ● " " " 50% ● " " " свыше 50% <p style="text-align: right; margin-right: 10px;">} Поверхности</p> | <ul style="list-style-type: none"> ● Содержание Cu от 0,1 до 0,3% ○ " " " 0,3 до 0,5% ○ " " " 0,5 до 1% ○ " " " свыше 1% <p style="text-align: right; margin-right: 10px;">} Горизонт перехода
да вторичной
зоны в первич-
ную (320-350 м)</p> |
| <ul style="list-style-type: none"> ⊕ Граниты ⊕ Гранодиориты ⊕ Гранодиорит порфиры
Зона развития в них каолина
и опала ● Галечник ▨ Песчаники и сланцы
Контактные раковины ○ Скважины со значит. содержанием
андалузита (до 40 и 70%) | <ul style="list-style-type: none"> ■ Жильные кварцы ▨ Вторичные кварциты из гранодиорит-
Зона развития в них каолина порфира ▨ Эффузивные порфиры ▨ Вторичные кварциты из них ▨ Диабазы и диабазовые порфириты ▨ Современные отложения — Максимальный контур меднорудного тела |

ПОПЕРЕЧНЫЕ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ РАЗРЕЗЫ ГРАФИКИ ЧЕРЕЗ МЕДНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ КОУНРАД

СОСТАВИЛ НАКОВНИК Н. И.

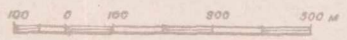
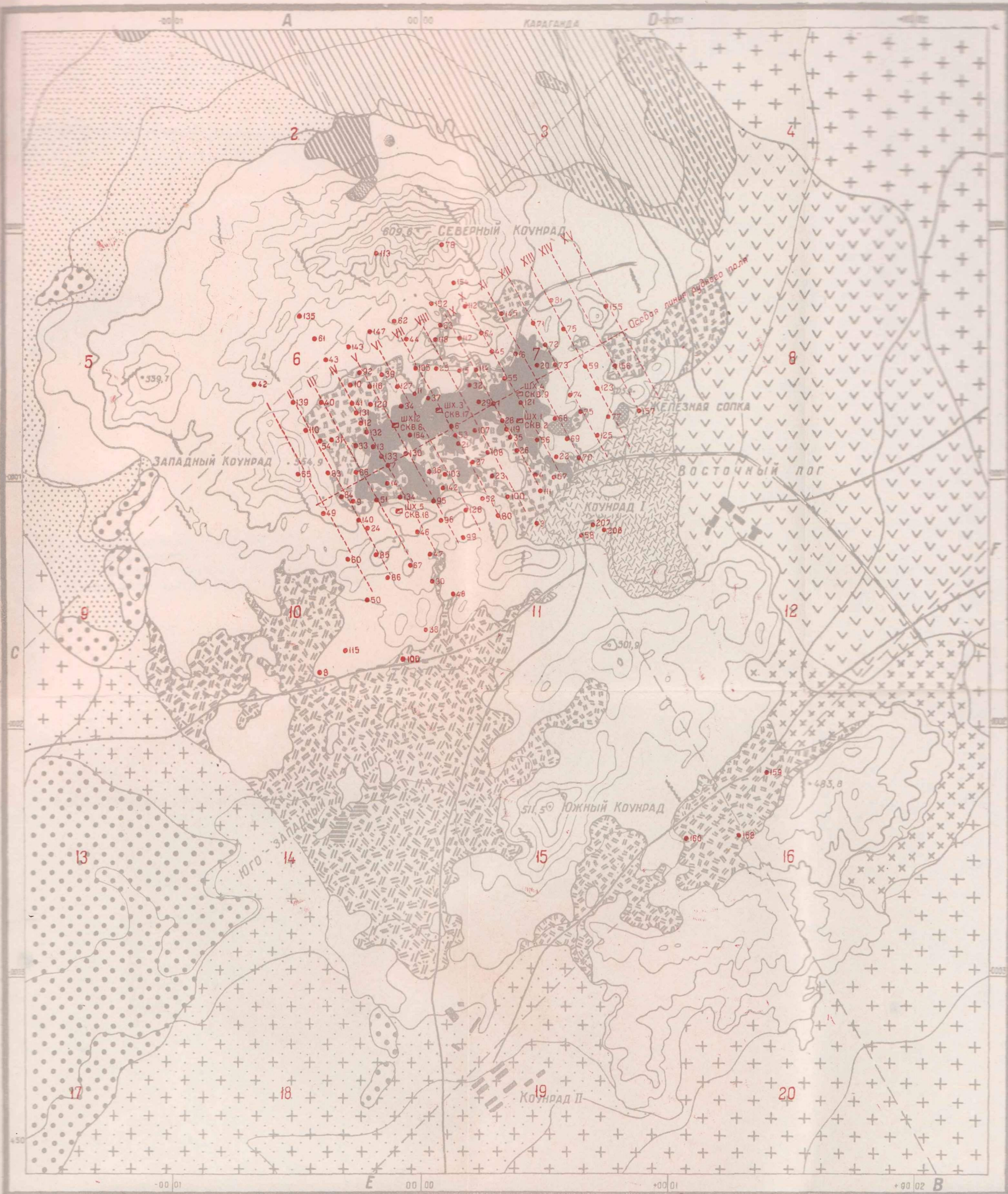


ВТОРИЧНЫЕ КВАРЦИТЫ ИЗ ЭФФЕРВЕННЫХ ПОРФИРОВ
 ВТОРИЧНЫЕ КВАРЦИТЫ ИЗ ГРАНО-ДИОРИТ ПОРФИРОВ
 НЕИЗМЕНЕННЫЕ ГРАНО-ДИОРИТ ПОРФИРЫ
 ОКИСЛЕННАЯ ЗОНА

КРИВАЯ СОДЕРЖАНИЯ АНДАЛУЗИТА
 КРИВАЯ СОДЕРЖАНИЯ СЕРИЦИТА
 КРИВАЯ СОДЕРЖАНИЯ КВАРЦА
 КРИВАЯ СОДЕРЖАНИЯ МЕДИ

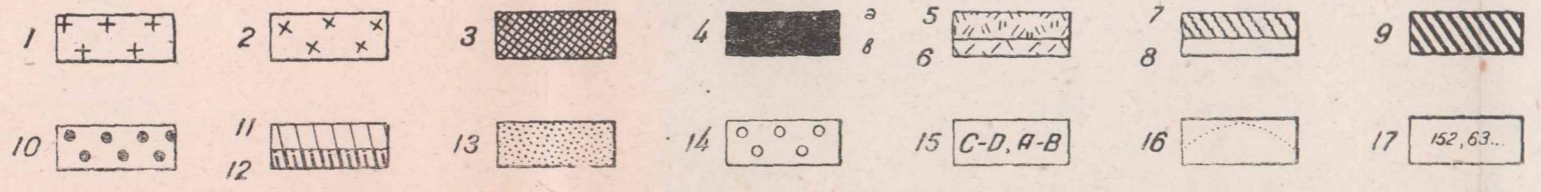
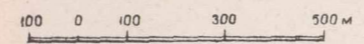
200 0 200 400%
 4 0 4 8%

152, 63, 117 NN БУРОВЫХ СКВАЖИН



- 1
 - 2
 - 3
 - 4
 - 5
 - 6
 - 7
 - 8
 - 9
 - 10
 - 11
 - 12
 - 13
 - 14
 - 15
 - 16
 - 17
- 18 1, 2 NN ПЛАНШЕТОВ — ДОРОГА 20 ● 30 ● 112 БУРОВЫЕ СКВАЖИНЫ
- 19 1-XV NN РАЗРЕЗОВ ЧЕРЕЗ РУДНОЕ ПОЛЕ 21 A---B D C---F ЛИНИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ

Геологическая карта массива Коунрад и его месторождения медных руд. (Составили Н. П. Наковник и И. А. Тараин.) 1—граниты; 2—зона развития в них каолина и опала (зона поверхностного изменения); 3—гранодиориты; 4—гранодиорит-порфиры; 5—зона развития в них каолина и опала (зона поверхностного изменения); 6—зона интенсивного развития жильного кварца; 7—серпичитовые вторичные кварцы из гранодиорит-порфира; 8—зона развития в них каолина (зона поверхностного изменения); 9—эффузивные кварцевые порфиры и альбитофиры (двояк?); 10—песчаники и сланцы (кальц.); 11—диабазы и диабазовые порфиры; 12—галечники (меловые?); 13—песчаники и сланцы (кальц.); 14—сланцеватые известняки; 15—современные отложения; 16—видимое медное оруденение; 17—простирание реликтовой флюидности; 18—NN геологических планшетов съемки 1/2000; 19—№№ разрезов через рудное поле; 20—№№ скважин; 21—геологические разрезы.



Геологические разрезы через медное месторождение Коунрад. (Составили Н. И. Наковник и И. А. Тараян.) 1—граниты; 2—гранодиориты; 3—гранодиорит-порфиры; 4—медные руды (промышленные): а—сульфидные, б—окисленные; 5—серицитовые вторичные кварциты из гранодиорит-порфиров; 6—зона развития в них каолина (зона поверхности изменения); 7—эффузивные кварцевые порфиры; 8—андалузитовые и серицитовые вторичные кварциты из них; 9—диабазы и диабазовые порфиры; 10—галечники (меловые?); 11—песчаники и сланцы (силлур?); 12—контактные рогики из них; 13—современные отложения; 14—зона развития андалузита; 15—геологические разрезы; 16—эродированная верхушка интрузивного штока; 17—№№ скважин.

Цена 10 р.
Переплет 1 р. 75
К-149

35
24181

100