МЕСТОРОЖДЕНИЯ РЕДКИХ И МАЛЫХ МЕТАЛЛОВ СССР



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

НАРКОМЦВЕТМЕТ СССР
СОЮЗРЕДМЕТРАЗВЕДКА

553.4:553.49 (С).
М 53.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ РЕДКИХ И МАЛЫХ МЕТАЛЛОВ СССР

1

ПОД ОБЩЕЙ РЕДАКЦИЕЙ
АКАД. А. Е. ФЕРСМАНА

БИБЛИОТЕКА
Геологического Ин-та
Арм. Фил. Ак. Наук СССР

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА 1939 ЛЕНИНГРАД

Ответственный редактор
проф. *Д. И. Щербаков*

Члены редколлегии:
О. М. Каминский, Н. А. Смольянинов, Д. И. Щербаков,
А. Е. Ферсман, А. Я. Яковлев

Технический редактор Т. С. Коган Корректор Л. Г. Афанасьева

Сдано в набор 28/IV 1937 г. Подписано к печати 8/IX 1939 г. Формат 70×108. Объем 27½ п. л.+3 вкл.
В 1 п. л. 48000 печ. зн. Тираж 1200 экз. Уполн. Главлита № А-8688. РИСО № 246. АНИ № 487. Заказ № 2572.

1-я Образцовая типография Огиза РСФСР треста „Полиграфкнига". Москва, Валовая, 28.

М. В. БЕСОВА

ГЕОЛОГИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ ДЖИДИНСКОГО ВОЛЬФРАМОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

ПРЕДИСЛОВИЕ

В 1932 г. Восточно-сибирским геолого-разведочным трестом автору было поручено провести геолого-поисковые работы на Цакирском участке Джиды Бурят-Монгольской АССР.

В процессе этих работ в июле 1932 г. автором в районе Маргын-Шено — Модонкуль была обнаружена зона вольфрамового оруденения, где в течение следующих двух месяцев были сосредоточены поисково-разведочные работы, в результате которых открыто Джидинское вольфрамовое месторождение, в составе коренного месторождения Гуджирка и шести тяготеющих к нему россыпных: 1) падь Гуджирка, 2) падь Инкур, 3) падь Халтосон, 4) падь Маргын-Шено, 5) падь Ивановская, 6) падь Александровская.

В октябре того же года месторождение было передано стационарной разведочной партии ВСГРТреста, перешедшей потом в ведение Восточно-сибирского отделения Союзредметразведки.

Начавшиеся с осени 1932 г. разведочные работы на месторождении велись непрерывно до 1935 г. Восточно-сибирским отделением Союзредметразведки. Разведка этого периода была сосредоточена на россыпях, что диктовалось необходимостью скорейшего ввода их в эксплоатацию. Россыпи разведывались инж. Г. В. Тихомировым, подсчитавшим запасы главным образом низших категорий по падям Инкуру, Гуджирке и Маргын-Шено.

Разведка коренного месторождения за этот период в большинстве носила характер предварительных, поисковых работ, и лишь со второй половины 1934 г. под руководством горного инженера Г. С. Левина была начата в крупном масштабе разведка коренного месторождения.

С января 1935 г. разведочные работы перешли в ведение Джидастроя — вновь организованного на месторождении промышленного предприятия Главредмета.

Работы автора на месторождении выразились: 1) в 1932 г. в поисках и изучении рудных жил, их прослеживании по простиранию, оконтуривании рудной зоны и предварительном опробовании близлежащих аллювиальных

россыпей; 2) в летний сезон 1933 г. автором составлялась геологическая карта месторождения (район Гуджирки) с попутной регистрацией новых выходов рудных жил; 3) с октября 1934 г. автор руководил разведочными работами до момента передачи месторождения Джидастрою (конец 1934 г.).

Необходимо отметить, что из научных материалов по коренному месторождению от предыдущих технических руководителей разведки (инженеры-разведчики Л. К. Никольский, Г. В. Тихомиров, покойный Г. С. Левин) остался лишь небольшой графический материал, представленный зарисовками и разрозненной документацией некоторых поверхностных выработок.

Неоднократная смена технического руководства и сосредоточие разведочных работ на россыпях обусловили запущенность фактического материала по коренному месторождению и обезличенность имеющегося в наличии скудного графического материала.

Рукописного же материала, касающегося минерогении месторождения, даже в черновиках от упомянутых лиц в распоряжении автора не имелось, за исключением докладной записки Г. С. Левина [1] и его двух-трех объяснительных записок к месячным техническим отчетам, где он высказывает свои соображения относительно тектоники месторождения. Эти оригинальные мысли покойного в тексте настоящей работы будут приведены в соответствующих местах.

Таким образом предлагаемая работа представляет собой результат обработки материала, собранного автором на месторождении [2] за время с 1932 по 1935 г. включительно, с использованием данных разведочных работ, проделанных за этот период.

При обработке материала мне неоднократно давали советы и указания проф. С. С. Смирнов, О. Д. Левицкий, А. Н. Ассовский. Впервые обнаруженная на Джиде в 1932 г. кембрийская фауна была определена геологом А. Г. Вологдиным. Всем этим лицам, помогавшим мне в работе, выражаю сердечную благодарность.

I. ВВЕДЕНИЕ

Джидинское месторождение — одно из наиболее «молодых» по времени его открытия и самое крупное из известных в настоящее время вольфрамовых месторождений СССР. Это мощный комплекс кварцевых рудных жил и генетически связанных с ними богатых россыпных месторождений.

---

[1] Краткая сводка данных по вскрытым жилам на Гуджирском коренном месторождении (6 стр.) написана Г. С. Левиным для Редметразведки по заданию инж. О. М. Каминского.

[2] Параллельно мною велись поисковые работы в Джидинском районе.

Благодаря наличию россыпей, оно выгодно отличается от других вольфрамовых месторождений и уже вступило в фазу освоения промышленностью. Первые тонны вольфрамового концентрата поступали на завод «Редэлем» еще в 1934 г., когда на месторождении было организовано предприятие «Джидастрой», приступившее к эксплоатации россыпей и строительству рудника.

В 1935 г. Джидинское м-пие заняло первое место по поставке отечественного вольфрамового сырья.

В настоящее время развертываются подготовительные работы по эксплоатации коренного месторождения. Начата постройка обогатительной фабрики, временной силовой установки, ведутся изыскательные работы для постройки гидростанции на реке Джиде; интенсивнее развернулись разведочные работы на коренном месторождении.

С открытием этого месторождения Джида, как новый рудный район, до сих пор остававшийся слабо изученным, получила широкую возможность для своего развития. Расположенный в стыке южных отрогов Хамар-Дабана и Восточного Саяна, сложенных, по представлению прежних исследователей Сибири, древнейшими кристаллическими породами, Джидинский район ранее считался мало перспективным.

Однако в результате развернувшихся в 1932 г. геологических исследований в районе Джиды установлено большое развитие палеозойских отложений и наличие молодой металлогении, дающей крупные концентрации вольфрама в сопутствии молибдена, бериллия, золота, серебра. Этими исследованиями установлено, что носителем перечисленного комплекса металлов явилась кислая гранитная магма, связанная с молодым вулканизмом и внедрявшаяся в боковые породы в виде гипабиссальных гранитов, гранит-порфиров и порфиров.

Магма обладала повышенной металлоносностью, и концентрация рудных эманаций была громадная. Только при этих условиях могло образоваться такое мощное оруденение, каким является Джидинское вольфрамовое месторождение.

Обширность оруденения Джидинского м-ния становится особенно внушительной, если учесть, что помимо многочисленных уцелевших коренных жил большое количество их размыто и что современные богатейшие россыпные месторождения содержат лишь часть снесенного и уцелевшего от переизмельчения рудного минерала.

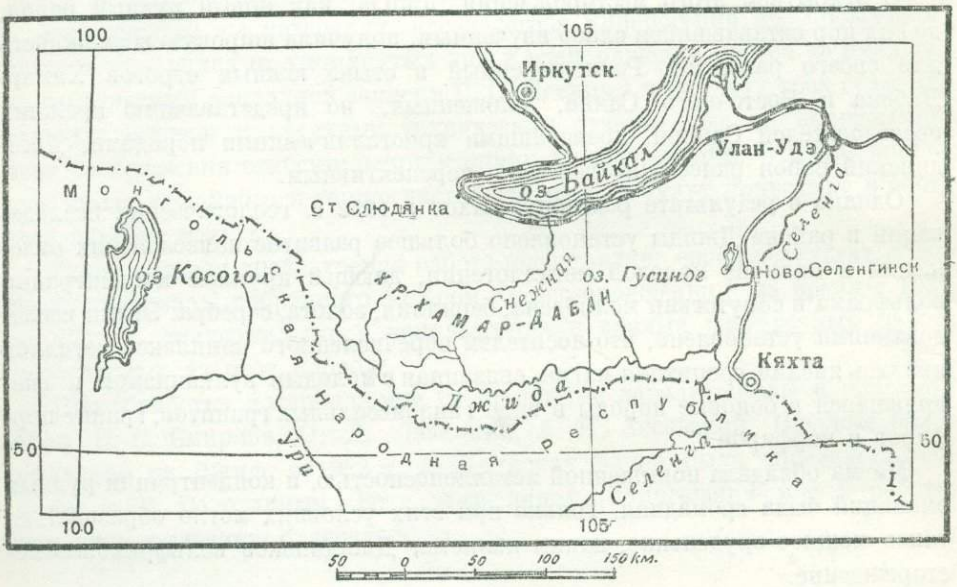
Другая отличительная особенность Джидинского м-ния заключается в повышенном содержании марганца, играющем исключительную роль в минералообразовании месторождения. Это придает своеобразие Джидинскому району, и здесь мы, очевидно, имеем дело с геохимически обособленной металлогенической провинцией, несколько отличной от соседнего района — Восточного Забайкалья.

Это, однако, не исключает возможности того, что оруденение Джиды составляет часть вольфрамо-оловянного рудного пояса Забайкалья, являясь как во временном, так и пространственном отношении юго-западным его продолжением.

II. ОБЩИЕ ДАННЫЕ

КРАТКИЙ ГЕОГРАФО-ЭКОНОМИЧЕСКИЙ ОЧЕРК РАЙОНА

Бассейн р. Джиды занимает юго-западную, приграничную часть Западного Забайкалья. Река Джида, берущая начало в юго-западных отрогах Хамар-Дабана и имеющая более 400 км длины, протекает в широтном направлении вдоль государственной границы с Монголией, на расстоянии 20—30 км от последней (фиг. 1). С юга и севера долина Джиды окаймляется



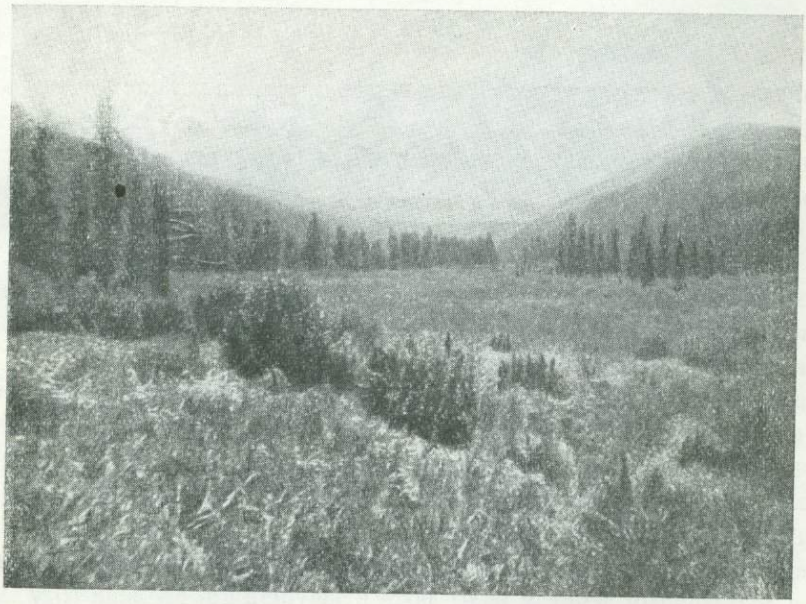
Фиг. 1. Обзорная карта Джидинского района.

двумя крупными орографическими единицами: с юга пограничным Селенгинско-джидинским водоразделом, а с севера—южными отрогами Хамар-Дабанского хребта. Хорошо развитая гидрографическая сеть Джидинского бассейна расчленяет упомянутые возвышенности на ряд второстепенных хребтов и кряжей, вытянутых в большинстве в меридиональном направлении и постепенно понижающихся по мере приближения к долине Джиды.

Весь Джидинский район характеризуется горным ландшафтом, с расчлененным рельефом в верхнем и среднем течении Джиды, где относительные высоты имеют в среднем 300—600 м при абсолютных отметках 1300—1800 м.

Водораздельные пространства покрыты тайгой; особенно сильно залесены склоны хребтов, обращенные к северу, где вследствие плохой обнаженности чрезвычайно трудно вести геологическое картирование и поиски полезных ископаемых. Из древесных пород преобладает лиственница; кедр приурочивается к наиболее возвышенным частям рельефа, лиственные же породы встречаются, главным образом, в верховьях и по склонам речных долин.

Южные склоны водоразделов часто покрыты степной и солончаковой растительностью и представляют собой прекрасные пастбища для скота. Верховья речных долин сильно заболочены, покрыты кустарниковой березкой (по местному «харгана»); широкие же открытые долины в низовьях рек представляют собой богатые сенокосные угодья (фиг. 2, 3).



Фиг. 2. Заболоченная в верхнем течении долина р. Модонкуля, заросшая харганой и елью.

Климат континентальный, что хорошо видно из нижеприводимых метеорологических данных (табл. 1) за двухлетний период наблюдений Ключевской метеорологической станции, находящейся в 60 км от месторождения.

Выпадение осадков приурочивается к летнему периоду (июнь, июль, август), когда, главным образом, идут грозовые ливни, нередко сопровождающиеся градом; последний является бичом земледельческих культур, из года в год уничтожающим значительные площади зерновых посевов и огородных насаждений.

Снеговой покров настолько незначительный, что в течение всей зимы

на участке Цеже — Петропавловка большею частью пользуются колесным транспортом. И только выше по Джиде, от Цеже до Модонкуля — Шаразарги, в зимнее время существует санный путь.

Таблица 1

1932 г.						1933 г.					
Температура за год в °С			Колич. осадков за год в мм	Сила ветра в м/сек		Температура за год в °С			Колич. осадков за год в мм	Сила ветра в м/сек	
средняя	максимум	минимум		преобладающая	максимальная	средняя	максимум	минимум		преобладающая	максимальная
—4.2	30.1 (24/VI)	—41.9 (10/XII)	503.8	1.5	12 (6/XII) (29/IX)	—7.3	30.2 (27/VI)	—47.2 (11/I)	394.8	1.2	14 (6/V)

Таяние снега на склонах, обращенных к югу, начинается очень рано — в марте, апреле. Ничтожное количество осадков и отсутствие облачности обусловливают интенсивнейшую солнечную инсоляцию; поэтому склоны на солнцепеках в течение всей зимы лишены снегового покрова.

В теневых местах глубоких падей снег лежит до июня и даже до июля, чему способствует вечная мерзлота и образование мощных наледей.

Вечная мерзлота носит островной характер, она приурочена главным образом к северным склонам и верховьям речных долин.

Ледостав р. Джиды начинается в начале ноября.

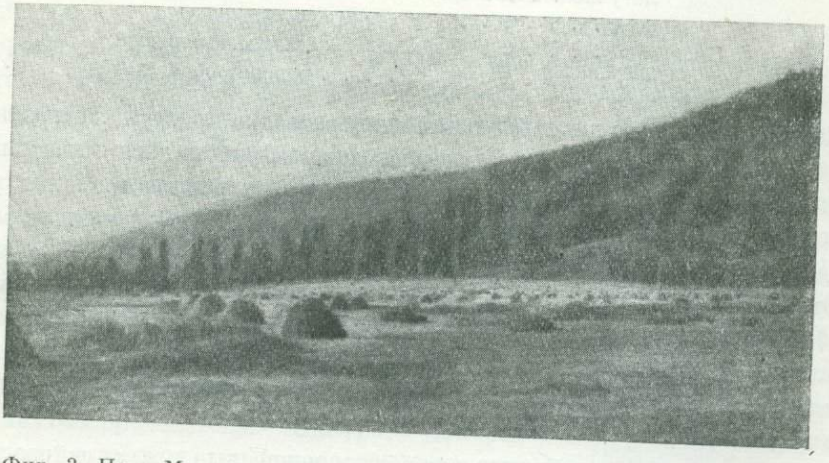
Характеризуя климатические особенности Джидинского района, следует отметить, что долина Джиды, защищенная от северных байкальских ветров Хамар-Дабаном, отличается сравнительно мягким, для сибирских условий, климатом. В самой долине Джиды, ниже Нарына, растет дикий персик, вызревают дыни, арбузы.

Река Джида протекает в 15 км от месторождения. Это типичная горная река с достаточным дебитом воды даже в засушливые времена года, не промерзающая до дна зимой, с большим падением и изобилующая перекатами. Гидрологический режим как самой р. Джиды, так и ее боковых притоков и источников, расположенных вблизи месторождения, начали изучать лишь в 1934 г. в связи с развертывающимися работами Джидастроя.

Уровень воды небольших речек в большой степени зависит от состояния погоды: в дождливое время они вздуваются, становятся трудно проходимыми, в засуху же пересыхают почти до дна. В зимнее время большинство из них покрыто наледями. Реки Инкур, Халтосон, Гуджирка, окружающие месторождение, в зимнее время промерзают до дна и покрываются наледями, летом же приток воды может обеспечить потребность буровых и прочих разведочных работ на коренном месторождении.

Для эксплоатации же россыпей и коренного месторождения запас воды в верхних частях упомянутых речек недостаточен, особенно в засушливое время, как это наблюдалось летом 1935 г. при эксплоатации россыпи в вершине Инкура.

Лесоматериалами (крепежник, стройматериал) месторождение обеспечено. Район в основном таежный. Из древесных пород преобладает лиственница, на втором месте кедр, береза, ель (пихта). Однако при строительстве рудника базироваться на дровяном топливе нерационально, учитывая редколесный характер тайги и сильно пересеченный рельеф местности;



Фиг. 3. Падь Модонкуль в нижнем течении реки. В настоящее время здесь развертывается строительство городка Джидастроя.

ближайших лесных массивов хватит на короткий срок, крутые же спуски и подъемы сильно удорожат доставку дров с больших расстояний.

Район располагает и другими энергетическими ресурсами — белым углем, а также бурым и каменным углями.

С начала 1935 г. на средства Джидастроя Ангаростроем успешно ведутся изыскательские работы на р. Джиде, где возможно будет построить гидростанцию. Серьезным конкурентом белого угля являются местные ископаемые угли.

При геолого-поисковых работах в 1933 г. автором установлены в районе три пункта распространения угленосной мезозойской толщи: участок р. Сангино, долина Мылы (Баин-Гол) и участок Хара-Хужира. Еще в 1933 г. автором в долине р. Сангино, в 75 км от вольфрамового месторождения, был вскрыт пласт угля, прослеженный на протяжении одного километра мощностью от 1.20 до 0.20 м.

По своим качествам угли занимают промежуточное положение между каменными и бурыми углями и обладают высоким содержанием летучих

веществ и малой зольностью, что видно из нижеследующего анализа, произведенного химической лабораторией Восточно-сибирского геологического треста (в %): [1]

Влага	5.15
Летуч. без влаги	36.95
Кокс зольный	57.90
Кокс без золы	48.65
Зола	9.25
Сера	1.05
Пересчет на органич. массу	
летучие	43.16
кокс	56.84
Цвет золы	светлокоричневый
Характер кокса	порошкообразный

Летом 1935 г. Восточно-сибирская Редметразведка приступила к разведке этих углей. Уже первые поисково-разведочные работы вскрыли мощные пласты угля во всех трех перечисленных пунктах распространения угленосной толщи. Залежи угля несомненно будут иметь промышленное значение для местного потребления.

Открывшиеся в 90-х годах прошлого столетия золотые прииски на правом берегу р. Джиды — по Маргын-Шено, Хасуртаю, Уленге и Шебартаю — привлекли массу населения, часть которого осела здесь и в настоящее время перекочевывает с приисков в деревню и обратно, в поисках случайного заработка.

Золотые прииски, регулярно разрабатывавшиеся до 1920 г., сейчас заброшены и почти выработаны. Из них главные: Никольский, Николаевский, Успенский, Владимировский, Ивановский. Золото добывается старательскими артелями. Перемываются главным образом старые отвалы и заброшенные разрезы.

Отрицательной стороной экономики района является удаленность его от железной дороги.

В самых общих чертах основные экономические показатели района сводятся к следующему:

1. Джидинский район горно-таежный с редким населением. Рабочей силой район не обеспечен.

2. Водоснабжение: вблизи месторождения имеется проточная вода, которой могут быть вполне обеспечены развертывающиеся работы по добыче и разведке вольфрама.

3. В непосредственной близости от месторождения имеется строительный и крепежный лесоматериал.

4. Топливные ресурсы: залежи ископаемых углей, находящиеся в ста-

[1] Проба взята автором с поверхности из разрушенной головы пласта.

дии разведки; гидроэнергия (рр. Джида и Хамней); дрова ближайших лесных массивов.

5. Транспортные условия: район удален от станции железной дороги на 400 с лишним километров. Ближайшая железнодорожная станция — Улан-Уде, с которой Джидинский район сообщается автогужтранспортом.

МЕСТОПОЛОЖЕНИЕ И ОРОГРАФИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождение в общей сложности занимает около 50 км², что обусловлено характером россыпных месторождений, сосредоточенных в шести падях, расположенных вокруг коренного месторождения.

Местность представляет собой лесистый горный кряж, являющийся водоразделом правых притоков Джиды — рр. Модонкуля и Маргын-Шено, берущих начало вблизи Монгольской границы, с пограничного Джидинско-Желтуринского хребта. Размываемый боковыми притоками Модонкуля и Маргын-Шено водораздел расчленен на ряд второстепенных кряжей с крутыми склонами и остроконечными гребнями водораздельных линий.

Коренное месторождение находится в вершинах вольфрамоносных падей Гуджирка, Ивановская (левые притоки Маргын-Шено) и Халтосон—Инкур (правые притоки Модонкуля).

В центре месторождения расположена Лысая Гора, имеющая 1787 м асболютной высоты и являющаяся центральным горным узлом, от которого тянутся три небольших отрога. Далее эти отроги образуют водоразделы упомянутых рр. Халтосон—Инкура, Гуджирки и Ивановской. Месторождение расположено на высоте около 500 м над уровнем долин Модонкуля и Маргын-Шено.

Наиболее возвышенные части месторождения покрыты густым высокоствольным кедровым лесом. Крутые склоны сплошь поросли лиственницей. Ближе к подножью хребтов на ряду с лиственницей встречается береза, ольха и др.

В 4 км от коренного месторождения находится прииск Ивановский (ближайший населенный пункт), расположенный в долине пади Маргын-Шено, вблизи устья р. Ивановской. В настоящее время прииск в основном выработан.

СТЕПЕНЬ ИЗУЧЕННОСТИ РАЙОНА

Геология Джидинского района до самого последнего времени была мало изучена. Первым исследовал ее Л. Ячевский (1898), который в 1895 г. прошел маршрутом вверх по Джиде до Хамнея, сделав при этом два пересечения Хамар-Дабана: Мысовая — Ичеты и Хамней — Слюдянка.

В 1929 г. проф. А. В. Арсентьев производил геологические исследования в цакирском золотоносном участке Джиды. При изучении группы приисков в системе Маргын-Шено Арсентьевым в одном из отвалов прииска Глафи-

ровского была поднята мало окатанная галька кварца с включениями гюбнерита, что дало повод предполагать о наличии в окрестностях Маргын-Шено коренного вольфрамового месторождения.

Систематические геологические исследования Джидинского района начаты в 1932 г. Восточно-сибирским геолого-разведочным трестом. Эти работы продолжаются. За последние годы район Джиды группой геологов треста был заснят в масштабе 1/200 000. В результате этих работ к настоящему времени наметились основные вехи в разрешении вопросов стратиграфии, тектоники и вулканизма Джидинского района.

Участие автора в этих работах выразилось в исследованиях геологического строения Цакирского участка, в результате которых были выделены: 1) фаунистически охарактеризованная кембро-силурийская осадочно-эффузивная толща; 2) песчанико-известняково-сланцевая палеозойская толща, повидимому, также кембро-силурийского возраста; 3) прослежены выходы ультраосновных змеевиковых пород с признаками хромо-никелевого оруденения; 4) обнаружены молодые (J — Cr) угленосные песчано-глинистые породы, с месторождениями ископаемых углей.

Основной же задачей моих исследований было выяснение условий и степени рудоносности района, установление наличия или отсутствия месторождений редких металлов и категорическое решение вопроса о рациональности дальнейших детальных поисков и разведок в районе Джиды. Это задание было разрешено в положительном смысле, и уже в 1932 г. были начаты разведочные работы на вновь обнаруженном вольфрамовом месторождении. Джидинский район рисуется теперь как новая вольфрамоносная провинция, заслуживающая продолжения поисковых работ.

III. КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК РАЙОНА

ХАРАКТЕРИСТИКА ГИДРОГРАФИЧЕСКОЙ СЕТИ

Гидрографическая сеть Джидинского бассейна характеризуется обновленным циклом эрозии, который обусловлен поднятием в четвертичное время пенепленизированной ранее страны. Остатки пенеплена еще сохранились на севере района в форме плоских, покрытых базальтом возвышенностей. Южнее же многочисленные ветвящиеся притоки р. Джиды сильно расчленили страну и создали типичный горный ландшафт. Правые и левые притоки р. Джиды характеризуются крутым падением, невыравненностью русла, а позднейшие понижения базиса эрозии обусловили висячий характер некоторых долин. Последние особенно хорошо выражены по правобережью р. Джиды. Речные долины в своих верхних частях обычно сильно затаежены, заболочены. В низовьях же рек они покрыты богатыми сенокосными лугами.

Развитие джидинской гидрографической сети во многом зависит от структурных, тектонических особенностей района, и нередко речные долины имеют

эпигенетический характер, обусловленный древней геологической структурой. Большинство второстепенных разветвлений боковых притоков Джиды имеют северо-западное направление. Это направление параллельно древней северо-западной складчатости района, и эрозия идет здесь в направлении размывания ослабленных зон, трещин пластовых отдельностей, при смене различных по твердости литологических горизонтов и отдельных свит осадочных пород. Главнейшие же речные артерии развиты в широтном направлении. Таковы рр. Джида, Даргинтуй, Нут, Мыла, Хасуртай и др. Это направление совпадает с направлением дизъюнктивных дислокаций (трещин и сбросов), наблюдавшихся в четвертичный период во всей Саяно-Байкальской горной стране.

СТРАТИГРАФИЯ

Согласно представлению прежних исследователей Сибири, Джидинский район территориально приурочивался к области развития древнейших геологических структур, именуемых древним теменем Азии (Э. Зюсс —В. Обручев).

В результате геологических исследований 1932—1934 гг. на основе сплошных площадных съемок по р. Джиде накопился большой фактический материал, к сожалению, еще не сведенный в одно целое, и потому в настоящем кратком очерке я ограничусь сжатым описанием лишь Цакирского, собственно вольфрамоносного участка р.Джиды, где автору пришлось работать в течение 1932/1933 г.

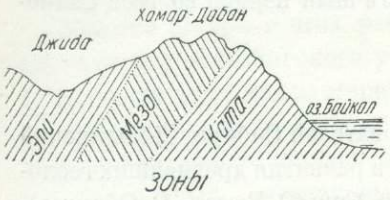
Почти две трети Цакирского участка р. Джиды сложены породами палеозойского метаморфического комплекса, состоящего из толщи осадочно-эффузивных образований и мощной песчанико-известняково-сланцевой свиты.

Вулканогеновые породы осадочно-эффузивной толщи, перекрывающие кембрийские отложения и переслаивающиеся с ними, представлены сильно метаморфизованными зеленокаменными эффузивами и пластовыми, жильными и штокообразными интрузиями ультраосновных, змеевиковых пород. Подробнее эта толща описана ниже, в геолого-петрографическом очерке месторождения.

Песчанико-известняково-сланцевая свита, распространенная главным образом в северо-восточной части Цакирского участка, состоит из метаморфизованных граувакковых песчаников, с пачками зеленых хлоритовых сланцев и прослоями, иногда достигающими значительной мощности, темных кремнистых известняков. В 1932 г. эта свита относилась мною к девонскому возрасту. Однако девонский возраст ее недостаточно доказан и, очевидно, толща займет более низкое положение в стратиграфической колонке джидинского метаморфического комплекса. Вероятнее всего песчанико-известняково-сланцевая свита является верхним горизонтом кембро-силурийской толщи.

Как осадочно-эффузивная, так и песчанико-известняково-сланцевая толща по мере продвижения к северу, постепенно превращается в зеленые пара- и ортосланцы (район Сангино, Дурей, Мозайка) и еще севернее переходят в гранитизированные и кристаллические сланцы предгорий Хамар-Дабана, как это было констатировано автором в рекогносцировочном маршруте на Снежную. К таким же выводам приходит геолог П. Е. Луненок, пересекший в 1934 г. Хамар-Дабан от Цакира до Слюдянки.

Из изложенного следует, что здесь, возможно, имеет место единый стратиграфический комплекс, разница же литологического состава обусловлена различной степенью метаморфизации слагающих этот комплекс пород. Придерживаясь схемы Грубенмана, грубосхематически разрез Джидинско-Хамар-Дабанской горной страны можно представить в виде совершенно плавной смены различных зон метаморфизма, как это показано на фиг. 4.



Фиг. 4. Схематический разрез Джидинско - Хамар - Дабанской горной страны.

Я не буду останавливаться на этом вопросе подробнее и отмечу лишь, что установившийся взгляд на Южное Прибайкалье, как докембрийское кристаллическое основание, требует пересмотра и имеются все основания высказывать предположение о нижнепалеозойском возрасте большинства метаморфических толщ Хамар-Дабана.

Обращаясь на запад, к Восточному Саяну, можно усмотреть много аналогий при сравнении изученных частей Саяна с геологическим строением Джиды, как в части литологического состава пород, так и стратиграфических взаимоотношений различных комплексов.

Отвлекаясь в сторону от изложения непосредственной темы настоящего очерка, я хочу лишь сказать, что Джидинский район с его интереснейшей металлогенией и стратиграфией не является каким-то экзотическим пятном на фоне древнейших кристаллических пород Восточного Саяна и Хамар-Дабана, а представляет существеннейшую составную часть последних, изучение которых, быть может, и следует начинать с Джиды.

Возвращаюсь к описанию Цакирского участка Джиды. Следующим стратиграфическим комплексом является молодая угленосная толща нормально-осадочных пород, обнаруженная автором на севере района — на Сангино, по рр. Мыле и Хара-Хужиру. Литологически толща представлена грубозернистыми песчаниками, конгломератами, глинами, глинистыми сланцами с пластами угля и многочисленными растительными остатками. При разведке углей в 1935 г. на р. Мыле найдена в тонкоплитчатых темносерых сланцах фауна эстерий (?) и пелеципод, что дает возможность отнести толщу этих пород к верхам юры — низам мела.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИКИ, ВУЛКАНИЗМА И МЕТАЛЛОГЕНИИ РАЙОНА

1. Первые проявления вулканической деятельности приурочиваются к древнейшим фазам каледонской складчатости, обусловившей мощные излияния лавовых покровов, пластовых интрузий альбитофировых, диабазовых и порфиритовых магм, прорвавших и перекрывших известняково-сланцевую толщу кембрия. К этому же времени или, может быть, несколько более позднему надо отнести и внедрения пластовых залежей, штокообразных и дайкообразных интрузивов гипербазитовых пород.

Эти породы, переслаиваясь кембрийскими известняково-глинистыми отложениями, впоследствии были сильно метаморфизованы и образовали единый комплекс осадочно-эффузивной толщи кембро-силура Джиды.

Этот первый вулканический цикл, в основном эффузивный, сопровождающийся менее распространенными гипабиссальными и жильными интрузиями основной и ультраосновной магмы, сравнительно мало металлоносен. Обширные поля зеленокаменных эффузивов, в большинстве метаморфизованных до зеленых сланцев, занимают большие пространства и распространены не только на территории р. Джиды. К этому же времени вулканической деятельности, повидимому, надо отнести происхождение зеленых ортосланцев Восточного Саяна, Хамар-Дабана, Центрального и Западного Забайкалья. В отношении полезных ископаемых эти эффузивные породы мало перспективны.

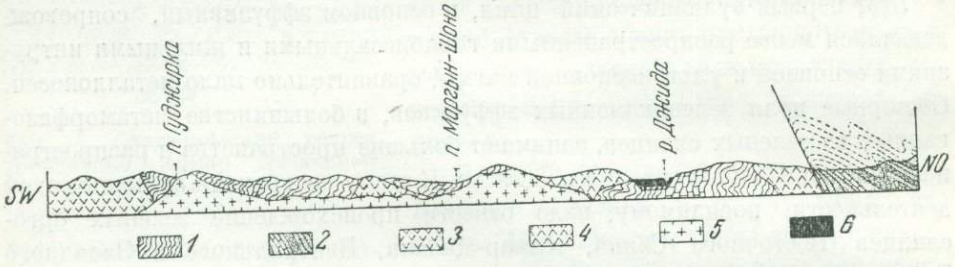
Металлоносность приурочивается лишь к ультраосновным породам и выражается в наличии осмистого иридия (встречается, как минералогическая редкость в аллювиальных россыпях р. Джиды и Восточного Саяна), хромистого железняка, асбеста (Джида, район Ильчира в Восточном Саяне) и, быть может, никельсодержащих сульфидов. Практически — ценных месторождений пока не обнаружено.

2. Более поздняя вулканическая деятельность выражается в образовании батолитов кислых интрузивных пород гранодиоритового ряда и разнообразных жильных дифференциатов. Образование их связано с интенсивнейшими горообразовательными процессами, создавшими северо-западную складчатость района и обусловившими региональный метаморфизм нижележащей осадочноэффузивной толщи (фиг. 5).

Магматические породы представлены гранодиоритами, гранитами, диоритами, сиенитами, аплитами, лампрофирами. Массивы этих пород подверглись значительной денудации, и металлоносность их на уровне настоящего эрозионного среза, повидимому, слабо выражена. Очевидно, сюда следует отнести первый цикл золотого оруденения Цакирского участка Джиды и, быть может, полиметаллические контактово-метаморфические месторождения (Зун-Дабан, Хамней и др.). Однако на основании последних данных мы склонны приписывать последним более молодой возраст.

Вообще же нужно сказать, что металлогения этих вулканических пород еще совершенно не изучена.

Возраст упомянутых изверженных пород и обусловившей их внедрение северо-западной складчатости условно относим к варисцийскому времени на том основании, что в ксенолите известнякового прослоя, заключенного в гранит, А. В. Львовым была обнаружена палеонтологическая окаменелость девонского возраста. Однако найденный им единственный экземпляр *Spirifer* (?) был весьма плохой сохранности и никем не описан. Найденные в верховьях Джиды кораллы также не описаны, и вероятнее всего палеонтологические остатки, принимаемые за кораллы, принадлежат иной группе — археоциатам. Как известно, поперечные разрезы коралла и археоциата макроскопически иногда весьма трудно различимы.



Фиг. 5. Схематический геологический разрез Цакирского участка Джиды.
1 — осадочно-эффузивная толща, *2* — песчанико-сланцевая свита, *3* — гранодиориты и др., *4* — андезитовые порфириты, *5* — молодые гранит-порфиры и граниты, *6* — четвертичные базальты.

Таким образом варисцийский возраст описываемого орогенического цикла вызывает некоторые сомнения и, быть может, образование джидинских гранитных батолитов следует относить к каледонидам.

3. Несколько неясно возрастное соотношение гранитных интрузий с серией эффузивных пород: мелафиров, порфиритов, андезитов, имеющих довольно большое развитие в районе как на Цакирском участке, так и ниже по Джиде, а также на хребте Калиновом и вблизи Троицко-Савска. Непосредственного контакта мелафиров и порфиритов с гранитами лично мне наблюдать не приходилось. По наблюдениям же геологов И. Е. Луненок и К. А. Шалаева, мелафирами покрыта размытая поверхность гранитов. Эффузивы эти, повидимому, совершенно безрудны.

4. Следующий орогенический цикл — альпийский — выразился в многофазных дислокациях, преимущественно дизъюнктивного порядка, внедрении гипабиссальных кислых интрузий и излиянии базальтовой магмы на поверхность.

Что касается гипабиссальных и жильных кислых пород (граниты, гранит-порфиры, кварцевые порфиры), являющихся носителями вольфрамового оруденения, то к вопросу о их возрасте можно подойти, во-первых, путем

сопоставления имеющихся в районе стратиграфических комплексов и изучения взаимоотношения их с изверженными породами, являющимися носителями изучаемого полезного ископаемого; во-вторых, путем аналогий, где отправной точкой возрастного критерия интересующей нас металлогении являются ранее изученные, аналогичные месторождения близлежащих районов. В первом случае для определения возраста гранитов и гранит-порфиров и связанных с ними вольфрамоносных кварцевых жил мы располагаем следующими данными:

а) Наиболее древний комплекс Джиды представлен осадочно-эффузивной и песчанико-известняково-сланцевой толщей кембро-силура, нижний член которой — археоциатидовые известняки приурочиваются к верхам нижнего или низам среднего кембрия.

б) Породы кембро-силура прорваны интрузивами гранитной и гранодиоритовой магмы. Внедрение этих интрузивов в ранее образовавшиеся нижнепалеозойские отложения вызвано интенсивными горообразовательными процессами, обусловившими складчатость северо-западного направления. Гранодиориты и граниты в достаточной степени метаморфизованы и катаклазированы.

в) Рассматриваемые же гипабиссальные граниты, гранит-порфиры, сиенит-порфиры (среднее течение Джиды), жильные кварцевые порфиры в отличие от предыдущих гранодиоритовых пород имеют свежий облик и образуют с ними явно эруптивные контакты.

Этот наиболее поздний цикл внедрений кислых и щелочнокислых магм обусловил редкометаллическое оруденение Джидинского района.

г) В районе Джиды развиты молодые, нормально-осадочные породы мезозойского возраста, представленные угленосными песчаниками, глинами, конгломератами, сланцами. Прямых наблюдений над взаимоотношениями «молодых» гранитных пород с этой осадочной свитой у автора не имеется.

По наблюдениям же геолога П. Е. Луненок, в среднем течении р. Джиды молодые граниты и сиенит-порфиры метаморфизуют юрские песчаники и конгломераты.

Все эти данные указывают на то, что образование гипабиссальных гранитных пород и, следовательно, вольфрамовое оруденение Джиды относится к сравнительно недавнему времени. Становясь на путь аналогий и сравнений металлогений соседних районов, мы вынуждены обратиться к Восточному Забайкалью и Северной Монголии. Как известно, в свете имеющихся данных редкометаллическое оруденение этих областей ближе всего приурочивается к тектоно-магматическому циклу альпийского орогена и является существеннейшей составной частью Монголо-Охотского рудного пояса А. Е. Ферсмана.

Таким образом, на основании хотя и скудных имеющихся данных по вопросу о возрасте гранитов, гранит-порфиров и связанного с ними вольфрамо-

Библиотека Ин-та Геологических Наук АН Арм.ССР

вого оруденения, в обоих случаях мы приходим к одному и тому же выводу — вольфрамоносные породы Джиды, повидимому, не древнее мезозоя и, вероятнее всего, образовались в киммерийскую фазу альпийской складчатости.

IV. КОРЕННОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ГЮБНЕРИТА

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В строении окрестностей Джидинского вольфрамового месторождения принимают участие породы джидинского метаморфического комплекса, гранодиориты и прорывающие их вольфрамоносные гуджирские граниты и гранит-порфиры, с многочисленными жилами и дайками кварцевых порфиров и фельзитов.

Метаморфический комплекс представлен здесь нижним своим отделом — нижнепалеозойской осадочно-эффузивной толщей, в состав которой входят известняки с прослоями филлитов и песчаников кембрийского возраста, туфоконгломераты, спилиты, диабазы и другие зеленокаменные породы. Толща эта имеет северо-западное простирание и сильно дислоцирована.

Процессами контактового и главным образом регионального метаморфизма, палеотипные зеленокаменные породы нередко превращены в роговики и сланцы чрезвычайно пестрого состава, вследствие переслаивания изверженных пород с осадочными. Эта осадочно-эффузивная толща занимает восточную часть месторождения, слагая правый и левый склоны падей Гуджирки, Александровской, Ивановской.

В пределах месторождения, по линии водораздела Маргын-Шено — Модонкуль, осадочно-эффузивная толща прорывается глубинными породами гранодиоритового и диоритового состава. Гранодиориты и диориты в свою очередь катаклазированы; приконтактовые меланократовые разности их нередко гнейсовидны и имеют типичный облик амфиболитов. Гранодиориты и диориты слагают западные склоны месторождения и простираются узкой полосой от Джиды до Монгольской границы, на западе они постепенно переходят в граниты и сиениты Модонкуля. Таким образом, гранодиориты и диориты, местами переходящие в габбро, являются приконтактовыми образованиями больших гранитных полей, широко развитых в районе Джиды, получивших в последнее время название джидинских гранитов.

Так называемые гуджирские гранит-порфиры и граниты обнажаются в районе наиболее интенсивного оруденения, в вершинах падей Гуджирки и Инкур, и прорывают как метаморфическую осадочно-эффузивную толщу, так и гранодиоритовый массив, и резко метаморфизуют их, вызывая процессы ороговикования и грейзенизации. При этом гранит-порфировые разности слагают наиболее периферические части небольшого штокообразного гранитного тела, залегающего в центре вольфрамового оруденения. В отличие от роговообманкового гранодиорита, гуджирские граниты и гра-

нит-порфиры имеют чрезвычайно свежий облик, двуслюдисты, в момент застывания были богаты SiO_2 и выделяли горячие растворы, несущие соединения таких металлов, как вольфрам, молибден, бериллий, свинец и др.

Жильные породы представлены вольфрамоносными кварцевыми жилами, а также кварцевыми порфирами и фельзитами, которые связаны с гуджирскими гранит-порфирами постепенными переходами и являются их жильными дифференциатами.

Осадочно-эффузивная метаморфическая толща

Под термином осадочно-эффузивная толща мы объединяем комплекс различных по составу и происхождению метаморфических изверженных и осадочных пород, нередко связанных между собою постепенными переходами. В состав этой толщи входят, с одной стороны, известняки с подчиненными им прослоями метаморфизованных глинистых сланцев и песчаников, а с другой — вулканические породы, представленные туфами, туфоконгломератами, порфиритами, альбитофирами, диабазами и продуктами их изменения — зелеными сланцами. Постоянная перемежаемость и невыдержанность отдельных горизонтов по простиранию вынудили объединить весь этот комплекс пород в одну осадочно-эффузивную толщу.

Весь комплекс осадочно-эффузивной толщи характеризуется зеленокаменным палеотипным обликом, северо-западным направлением простирания, сильной дислоцированностью и глубокой метаморфизацией составляющих этот комплекс пород. Нижний отдел толщи, представленный известняками, характеризуется кембрийской фауной. Перекрывающий известняки горизонт туфоконгломератов с галькой археоциатовых известняков и, как увидим далее, «подводный» характер излияния некоторых, вышележащих эффузивных пород, свидетельствуют, с одной стороны, об отступании кембрийского моря, а с другой, — о наличии морского бассейна, на дне которого и происходило образование зеленокаменных вулканогеновых пород. При этом надо полагать, что вулканическая деятельность происходила длительное время, в течение которого менялся состав магмы, а позднее изливавшиеся породы не только покрывали поверхность, но и проникали между слоями осадочных пород, покровами туфов и лав предыдущих извержений. Возраст зеленокаменных вулканических пород, в виду отсутствия заметного углового несогласия между нижележащими фаунистически охарактеризованными кембрийскими известняками и перекрывающими их туфами и излившимися породами, приурочивается, в широком смысле, к кембросилурийскому времени.

Известняки

В большинстве своем известняки массивны, кристалличны, темносерого цвета, нередко битуминозные. Вблизи контактов с изверженными по-

родами они перекристаллизованы и осветлены. Среди преобладающих массивных разностей встречаются слоистые, почти черные известняки, переслаивающиеся с песчанистыми и глинисто-филлитовыми прослоями. Нередки также брекчиевидные пестрые разности, пронизанные многочисленными жилками кальцита и кварца.

Залегание известняковой толщи явно нарушенное; слоистые известняки часто стоят на головах. Мощность массивных известняков не менее 250—300 м.

В обнажениях этих известняков на левом склоне Маргын-Шено, на высоте 150 м над уровнем долины близ устья р. Гуджирки, в 1932 г. автором была обнаружена кембрийская фауна. Первые находки фауны представлены были отпечатками нескольких экземпляров археоциат, плохо сохранившихся на выветрелой поверхности известняка. При определении фауны в шлифах под микроскопом А. Г. Вологдиным было обнаружено еще несколько экземпляров археоциат. Вообще же описываемые известняки чрезвычайно скудны органическими остатками, что, повидимому, объясняется, с одной стороны, большой степенью метаморфизации этой толщи, а с другой, — специфической особенностью археоциатовой фауны, заключающейся в том, что известковистые скелеты археоциат склонны быстро перекристаллизовываться в кальцит и потому органические остатки плохо сохраняются.

По определению А. Г. Вологдина, фауна представлена формами: 1) *Coscinocyathus* sp., 2) *Archaecyathus* sp., 3) *Rhabdocyathus* sp.

В шлифах им была обнаружена кроме того известковая кембрийская водоросль *Epihyton fasciculatum* Champ. Перечисленная фауна и флора, по Вологдину, характеризует верхи нижнего — низы среднего кембрия.

Метаморфизованные зеленые глинистые сланцы и песчаники встречаются совместно с известняками в качестве подчиненных прослоев и линз в известняковой толще. Глинистые сланцы в большей части превращены в тонкозернистые слюдистые филлиты и роговики.

Зеленокаменные вулканогенные породы

Туфовые породы

Туфо-конгломераты, туфо-брекчии, туфы переслаиваются в районе Гуджирки как с известняками и филлитами, так и с зеленокаменными эффузивными породами. Эти туфогеновые породы чрезвычайно не однородны и претерпели, кроме гидрохимического изменения в начальной стадии своего образования, также и последующую метаморфизацию в результате контактового и регионального метаморфизма. Среди туфов (а также и эффузивов) часто встречаются крупные ксенолиты и «останцы» известняков. Иногда

туфы имеют типичный конгломератовый облик, где пирокластический материал изверженных зеленокаменных пород цементирует хорошо окатанные гальки перекристаллизованного, осветленного известняка. В известняковой гальке такого туфа автором была обнаружена впервые археоциатовая фауна. Брекчиевидные туфы с типичной такситовой текстурой изобилуют обломками окремненных яшмовидных сланцев и роговиков.

Пирокластический туфовый материал имеет типичную обломочную микроструктуру. Под микроскопом порода состоит из угловатых обломков сильно измененных порфиритов, преимущественно трахитовой, микролитовой и реже — вариолитовой структуры, не всегда, впрочем, распознаваемой, вследствие обильных вторичных выделений бесструктурных рудных хлопьев, хлорита и мелкозернистого альбито-кварцево-цоизитового аггрегата.

Зеленокаменные изверженные породы

Они представлены сильно измененными диабазами, авгитовыми порфиритами, спилитами и подчиненными им более кислыми разностями — андезито-трахитами, кварцевыми альбитофирами и кварцевыми порфиритами. Сложность строения, позднейшие явления регионального и контактового метаморфизма и недостаток обнажений не позволяют разобраться во взаимоотношениях этих пород. Вероятнее всего предположить позднейшую инъекцию кислых порфировых пород в более основные разности, в виде мощных и более тонких пластовых интрузивных залежей.

При таком допущении легко объяснить наличие тонких слоев и линз кварцевых порфиритов и альбитофиров среди основных зеленокаменных пород, простирающихся согласно со слоями осадочных пород.

Как увидим ниже, кроме кислых экструзивных и жильных пород, среди зеленокаменных порфирито-диабазов часто встречаются пластовые, линзообразные и штокообразные залежи ультраосновных змеевиковых пород. Эти залежи и штоки достигают иногда значительных размеров (примером может служить Даргинтуйский змеевиковый массив). Постоянная же их приуроченность к выходам порфиритодиабазов свидетельствует об единстве не только времени образования (в широком смысле), но и магматического очага, питающего различные дифференциаты основных диабазовых пород.

Диабазы и порфириты имеют облик плотных пород, иногда порфировидных или миндалекаменных, преимущественно зеленого цвета различных оттенков. Первоначальная структура часто совершенно утрачена. В лучших случаях в порфиритах распознается микролитовая, андезито-трахитовая и флюидная основная масса. Микролиты полевых шпатов в большей части разложены, сохранились лишь их очертания среди бесструктурно хлопьевидных вторичных выделений рудного и хлорито-эпидотового

аггрегата. Порфировидные вкрапленники, принадлежащие авгиту и полевому шпату, также в большинстве разложены и уцелели лишь в виде случайных отдельных зерен.

Для диабазов и спилитов характерно развитие крупных лейст хлорита, зерен кальцита, антигоритового серпентина и опаловидного кварца. Структурные взаимоотношения этих минералов с основной офитовой полевошпатово-амфиболово-пироксеновой массой позволяют предполагать одновременную кристаллизацию всех минеральных компонентов.

Как известно, наличие водных силикатов в диабазовых породах и их взаимные прорастания с основной массой породообразующих минералов Ф. Ю. Левинсон-Лессинг объясняет специфически подводным характером застывания этих пород. В нашем случае такое объяснение подтверждается наличием среди диабазовых пород туфо-конгломератов, а также переслаиванием их с осадочными породами, хотя последний довод и не является достаточно убедительным, так как могло иметь место послойное внедрение диабазовой магмы в осадочную толщу.

Вторичные процессы выражаются в рассланцевании, альбитизации, хлоритизации, эпидотизации и карбонатизации зеленокаменных изверженных пород, в результате чего эффузивы в большей своей части вторично настолько видоизменены, что скорее могут быть названы порфиритоидами и порфироидами.

Метаморфические зеленые сланцы

Они образовались за счет метаморфизации зеленокаменных изверженных пород, переслаивающихся с осадочными породами. Особенно сильно метаморфизации и рассланцеванию подвергались наиболее ослабленные, а также приконтактовые зоны.

Характер вторичных преобразований первичных минералов свидетельствует о сравнительно неглубокой зоне метаморфизма. Наблюдающаяся в сланцах ассоциация вторичных минералов характерна для эпи-мезо-зоны Грубенмана.

Залегающие то небольшими прослойками, то более мощными полосами среди эффузивно-туфовой свиты, сланцы чрезвычайно пестры и изменчивы по составу. Преобладают кварцево-актинолито-хлоритовые, кварцево-альбито-хлоритовые, хлорито-эпидотовые и тальково-карбонатные сланцы.

Змеевики

Змеевиковые породы в виде жилообразной залежи обнажаются на склоне пади Халтосон. Макроскопически это темнозеленые плотные змеевики, иногда пятнистые, благодаря крупнозернистым (до 5 мм) включениям светлозеленого бастита, в более темноокрашенной серпентинитовой массе.

Под микроскопом порода состоит из мелкогальчатой и спутанно-волокнистой массы антигорита — хризотила, крупных лейст бастита, образующих псевдоморфозы по ортопироксену, кое-где еще сохранившемуся в виде мелких зерен, аггрегатов серицита, кальцита, рудных выделений и акцессорных зерен иддингсита. Повидимому, исходным первичным материалом была гипербазитовая порода перидотито-пироксенитового состава. Как уже упоминалось, присутствие этих пород в эффузивно-туфогенной толще представляет собой обычное и даже весьма характерное для этой толщи явление.

Гранодиоритовые и диоритовые породы

Роговообманковые и биотитовые гранодиориты и диориты

Породы гранодиоритового и диоритового ряда, слагающие западную часть месторождения, являются образованиями краевых частей гранитных и граносиенитовых интрузивов, характеризующихся изменчивостью состава и непостоянством текстурно-структурных особенностей. Подавляющая масса представлена гранодиоритовыми и в меньшей степени кварцево-диоритовыми и диоритовыми породами. Гранодиориты и диориты характеризуются постоянным присутствием роговой обманки, иногда в большом количестве, отчего породы приобретают меланократовый характер. Вторая отличительная особенность гранодиоритовых и диоритовых пород заключается в палеотипном их внешнем облике. Под микроскопом же наблюдается отчетливый катаклаз.

Макроскопически это зеленовато-серые, пестрые, иногда темнозеленые породы, благодаря большому количеству хлоритизированной роговой обманки, среднезернистые, реже мелкозернистые (микродиориты). Нередко наблюдаются параллельно-линейные текстуры с ориентированными вытянутыми кристаллами роговой обманки и полевых шпатов.

Такая ориентированность минеральных компонентов свидетельствует (Левинсон-Лессинг) о тектонических движениях, проявляющихся в момент существования еще полужидкой, кристаллизационной фазы этих пород. При этом характерно, что вытянутость кристаллов ориентирована, как это удалось наблюдать в нескольких обнажениях, в северо-западном направлении, т. е. параллельно простиранию северо-западной складчатости района.

Следует тут же отметить, что на ряду с существованием полосатых и параллельно-линейных текстур, в мелкозернистых разностях, приближающихся к гнейсовидному сложению и образовавшихся еще в магматогенном состоянии, среди гранодиоритов и кварцевых диоритов встречаются гнейсовидные разности, образовавшиеся за счет позднейшего рассланцевания и метаморфизации уже твердых, застывших пород. В таких разностях на-

блюдается большое развитие мелкочешуйчатого хлоритизированного биотита, раздробленного кварца и помутнение полевых шпатов. Первичная микроструктура представлена гипидиоморфнозернистой, реже пойкилитовой.

Минералогический состав гранодиоритовых пород довольно однообразен. Главными породообразующими минералами являются роговая обманка, плагиоклаз, ортоклаз, биотит, кварц. В качестве акцессорных минералов присутствуют сфен, апатит, циркон, магнетит.

Вторично-минеральные образования представлены эпидотом, серицитом, хлоритом.

Полевые шпаты представлены плагиоклазом ряда андезин-олигоклаза и ортоклазом, присутствующими в породе почти в одинаковых количествах.

Плагиоклаз образует широкотабличатые лейсты с полисинтетической двойниковой штриховкой, иногда дает пойкилитовые вростки в роговую обманку. Кислотность плагиоклаза варьирует в довольно широких пределах, что видно из табл. 2.

Таблица 2

№ шлифа	B_1				Двойниковый закон	№ плагиоклаза	Примечание
	Ng	Nm	Np	2V			
71	73°	18°	88°	—86°	—	35	Порода с пойкило-офитовой структурой, кварц отсутствует
21	90°	18°	72°	—	Карлсбадский	22	
124	81°	10°	88°	+78°	Маннебахский	27	
194а	68°	43°	56°	—86°	Двойниковый шов ⊥ двойниковой плоскости	43	

Зерна плагиоклаза в большой степени подверглись вторичному изменению и в большинстве случаев лейсты заполнены неразличимой тонкой мутью, состоящей из аггрегата цоизита и каолина. Наблюдается также раздробление зерен, смещение двойниковых полос, искривления их. Поэтому определить константы плагиоклаза довольно трудно.

Ортоклаз присутствует также в виде широких таблиц, неправильных зерен. Он обычно сплошь пронизан новообразованиями чешуйчатого серицита и под микроскопом часто представляет собой сплошную темносерую неразличимую массу.

Роговая обманка образует крупные идиоморфные зерна среди ксеноморфных полевых шпатов и кварца; иногда в роговую обманку врастают призмы плагиоклаза; срастается также и с биотитом. Плеохроизм в зеленых и зеленовато-желтых тонах: по Ng — темнозеленый, синеватый, по Np — зеленоватожелтый. Схема абсорбции $Ng > Nm > Np$. Удлинение положительное; 2V — отрицательный, большой; угол погасания Ng : c=15°; двупреломле-

ние среднее. Как видно из приведенных констант, роговая обманка диоритов принадлежит, вероятно, к ряду обыкновенных роговых обманок.

С краев зерна роговой обманки часто хлоритизированы. Многочисленные аггрегаты эпидотовых зерен развиваются, очевидно, также за счет роговой обманки.

Биотит присутствует в породе в значительно меньшем количестве, чем роговая обманка. Образует аггрегаты мелких зерен и более крупные пластины, срастающиеся с роговой обманкой, кварцем и полевыми шпатами.

Плеохроизм: по Ng — травяно-зеленая, зеленовато-желтая окраска, по Np — темнобурая, буровато-желтая. 2V настолько мал, что иногда разрезы, перпендикулярные острой биссектрисе, дают в сходящемся свете одноосную фигуру. Схема абсорбции типичная биотитовая. Нередки включения мелких призм апатита, и очень часто встречаются мелкие кристаллики циркона, располагающиеся иногда целой группой в биотитовом зерне и всегда сопровождающиеся темными ореолами. Чрезвычайно характерен процесс хлоритизации. Иногда процесс идет до конца и на месте биотита развивается зеленый хлорит с аномальными интерференционными цветами. В таких случаях в биотите наблюдаются обильные сагенитовые включения рутила, неправильные зерна магнетита и хлопьевидные образования бурых, повидимому, полуторных окислов железа. Выделение сагенита и непрозрачных рудных минералов сопровождается посветлением биотита и хлорита.

Кварц распределен в породе неравномерно; обычно он образует ксеноморфные зерна среди амфиболо-полевошпатовой массы. Почти для всех зерен характерно облачное погасание. Иногда наблюдается мозаичная структура.

Из второстепенных минералов постоянным является сфен, всегда присутствующий в шлифе в виде крупных зерен, имеющих иногда идиоморфные очертания.

Следующим по степени распространенности акцессорий является циркон. Мелкие зерна циркона включены в биотит или роговую обманку, в обоих случаях образуют вокруг себя плеохроичные дворики.

Апатит встречается в виде удлиненных призм, образующих спорадические включения в основной массе породообразующих минералов.

Магнетит присутствует в виде неправильных рассеянных зерен.

Из вторичных минералов, кроме перечисленных уже хлорита и эпидота, развивающихся иногда в большом количестве, и сегенита, серицита, соссюрита, бурых окислов, встречается лейкоксен, образующий хлопьевидные выделения вокруг рудных зерен, и кальцит, появляющийся в виде мелких зерен в соссюритовой массе плагиоклаза.

Среди гранодиоритов встречаются более основные разности с пойкилоофитовой структурой и более основным полевым шпатом (№ 45—48); кварц встречается в них спорадически.

Внешний облик их более меланократовый, чем у подавляющей массы гранодиорита. Иногда они мелкозернистые и залегают обычно непосредственно вблизи контакта с осадочно-эффузивной толщей.

Дериваты гранодиоритовых пород

В районе месторождения наблюдаются выходы лампрофировых пород. Лампрофиры интрудировали осадочно-эффузивную толщу по диаклазам и трещинам пластовых отдельностей, образовав при этом серию даек преимущественно северо-западного простирания. Застывание лампрофиров происходило в постмагматическую фазу краевых частей гранодиоритовых пород, когда последние находились уже в твердом состоянии и реагировали на последние проявления диастрафизма как твердое тело, о чем свидетельствует наличие лампрофировых даек в самом гранодиоритовом массиве.

Лампрофиры представлены в районе месторождения в большинстве ортоклазо-биотитовыми породами, которые по минералогическому составу могут быть названы минеттой.

Это — среднезернистые, светлосерые и коричневатые от выветривания породы, с порфировидными выделениями стопочек черного биотита, под микроскопом плеохроирующего в коричнево-бурых и светложелтых тонах. Ортоклаз нередко имеет склонность к пертитовому прорастанию плагиоклазом, образует вытянутые и часто ориентированные в одном направлении призмы, иногда стебельчатого габитуса. Обнажаются эти породы чаще всего в виде высыпок, прослеживаемых по простиранию в северо-западном направлении.

К производным гранодиоритовой магмы относятся кварцевые жилы, встречающиеся в районе месторождения на правом склоне Гуджирки среди метаморфических зеленых сланцев. Жилы эти широко развиты в Цакирском районе Джиды, среди метаморфической толщи. Они существенно отличаются от кварцевых вольфрамоносных жил, с которыми никакой генетической связи не имеют.

Кварцевые жилы достигают иногда значительной мощности (до 1—2 м) и нередко простираются на несколько сот метров. Существенно отличительной чертой их является минералогический состав: очень характерный синевато-серый и белый, всегда «пустой» сливной кварц, в котором нередко встречаются примазки зеленовато-слюдистой, хлоритовой массы, представляющей, повидимому, измененные включения сланцев и других зеленокаменных пород.

В отличие от рудных вольфрамоносных жил описываемые кварцевые жилы не сопровождаются заметным изменением вмещающих боковых пород, что указывает на бедное содержание в них летучих. Придерживаясь схемы А. Е. Ферсмана, эти жилы можно считать за остаточные, низкотемпературные выжимки пегматитовых образований.

Граниты и их производные

Двуслюдистые граниты и гранит-порфиры

Двуслюдистые, так называемые гуджирские граниты и гранит-порфиры, занимающие центральную часть площади вольфрамового оруденения, обнажаются в вершинах падей Инкур, Ивановская, Гуджирка, в виде небольшого штока (площадью около 1 км²) неправильной формы, с апофизами и ответвлениями в боковые породы. Этот интрузивный шток гранитных пород залегает в контакте гранодиоритов с метаморфическим комплексом и в районе жилы № 1 метаморфизует зеленокаменную осадочно-эффузивную толщу, в западной же части месторождения прорывает породы гранодиоритового ряда. Кроме того, граниты в виде двух небольших пятен обнажаются среди гранодиоритов на крутом западном склоне пади Халтосон.

Гранит-порфиры и граниты образуют между собой непрерывный ряд переходов, причем выходы гранитов приурочиваются к более пониженным частям рельефа, гранит-порфиры же занимают верхние, периферические части гранитного интрузива, а также слагают апофизы и ответвления от главного штокообразного гранитного тела.

В отличие от роговообманковых зелено-серых, катаклазированных гранодиоритов гранит-порфиры и граниты двуслюдисты, очень свежие, розовые.

Гранит-порфиры в свою очередь постепенными переходами связаны с кварцевыми порфирами и фельзитами, залегающими в виде многочисленных жил в осадочно-эффузивной толще и реже в гранодиоритах.

Граниты обнажаются на склоне пади Гуджирка в районе жил № 1 и 5. Среднезернистые и крупнозернистые розовые граниты иногда склонны давать порфировидные разности.

Минералогический состав розовых гранитов довольно прост; они состоят из розовых и белых полевых шпатов, кристаллы которых достигают иногда величины 5 — 6 мм, дымчатого и белого кварца, пластинок биотита и незаметных на-глаз мусковита, апатита, магнетита, циркона и др.

Микроструктура гипидиоморфно-зернистая. Порода состоит из ортоклаз-пертита, плагиоклаза, микроклина, биотита, мусковита, апатита, циркона и магнетита.

Ортоклаз-пертит с типичными червеобразными врастками альбита в основную массу ортоклаза. Крупнопластинчатые лейсты ортоклаз-пертита явно идиоморфны по отношению к альбиту и микроклину. Изредка зерна ортоклаз-пертита подернуты тонкой сероватой мутью каолинита.

Плагиоклаз среди преобладающей массы ортоклаз-пертитов образует вытянутые призматические лейсты с тонким, едва уловимым полисинтетическим двойникованием.

Измерения плагиоклаза на федоровском столике дали следующие результаты (табл. 3).

Таблица 3

№ шлифа	B_1			2V	Двойниковый закон	№ плагиоклаза
	Ng	Nm	Np			
27°	81°	15°	79°	86°	Альбитовый	10
28°	80°	12°	84°	—	—	6
115°	14°	75°	90°	+84°	Альбитовый	8

Плагиоклаз относится к ряду альбита, он довольно свеж, лишь изредка зерна пронизаны тонкочешуйчатым серицитом.

Микроклин образует ксеноморфные зерна по отношению к альбиту и ортоклаз-пертиту; встречается в породе спорадически и в незначительном количестве. Значительно чаще встречается микроклин-пертит, обнаруживающий заметный идиоморфизм по отношению к альбиту и микроклину.

Биотит образует крупные, до 2—3 мм, пластинки среди полевошпатово-кварцевой массы. Плеохроирует в золотисто-желтых и зеленовато-бурых тонах. Угол оптических осей очень мал. Двупреломление большое. Ситовидное угасание. Схема абсорбции $Ng > Nm > Np$.

Иногда пластинки биотита с краев замещаются мусковитом. Ксеноморфные зерна кварца заполняют промежутки между зернами полевых шпатов и биотита.

Мусковит содержится в граните в подчиненном количестве по отношению к биотиту, это обстоятельство заметно отличает граниты от гранит-порфиров. В последних наблюдаются обратные количественные соотношения этих минералов. Акцессорными минералами являются апатит, циркон, магнетит.

Апатит образует в породе спорадическую вкрапленность в виде идиоморфных удлиненных призм.

Циркон встречается в виде редких мелких вкрапленников в биотите, образующих плеохроичные ореолы.

Берилл был обнаружен Г. С. Левиным в куске гранита, вблизи жилы № 5.

Магнетит встречается исключительно редко в виде неправильных редких зерен в основной массе породы.

Вторичные процессы минералообразования почти отсутствуют. Наблюдается лишь незначительная серицитизация в виде тончайших жилок и рассеянных мельчайших чешуек в полевых шпатах. Серицитизация обусловлена, очевидно, постмагматическими процессами, связанными с деятельностью рудноминеральных терм.

Химическая характеристика гуджирского гранита по данным химической лаборатории Восточносибирского геолтреста приведена в табл. 4.

Аляскиты. В районе жилы № 5 наблюдаются аляскитоидные разности гранитов, представленные кварцево-полевошпатовой, среднезернистой породой, обильно пронизанной мелкими кварцевыми, кварцево-слюдистыми и кварцево-гюбнеритовыми жилками.

Таблица 4

Компоненты	Вес. %	Вес. % после вычета TiO_2 SO_3, H_2O, P_2O_5	Мол. колич.	
SiO_2	73.67	75.14	1.251	
TiO_2	0.35	—	—	
Al_2O_3	14.97	15.29	0.149	0.150
Fe_2O_3	0.17	0.17	0.001	
FeO	1.44	1.47	0.020	0.072
CaO	2.23	2.28	0.040	
MgO	0.46	0.47	0.011	
MnO	0.07	0.07	0.001	
K_2O	1.13	1.15	0.011	0.072
Na_2O	3.75	3.78	0.061	
P_2O_5	0.38	—	—	
SO_3	0.52	—	—	
H_2O гигр.	0.30	—	—	
Потеря при прокал.	0.38	—	—	
Итого . .	99.82	99.82	—	

Магматическая формула по Левинсон-Лессингу:

$$R_2O : RO = 1.11 : \beta = 23.5,$$

$$0.96\ RO.R_2O_3.8\,SiO_2,\ a = 419$$

Полевой шпат представлен здесь ортоклазом. Кварц — торцевой структуры, крупнозернистый. Наблюдаются все переходы от белого, водяного прозрачного через дымчатый, до темного, морионового кварца.

Кроме перечисленных минералов в аляскитоидных разностях гранита встречаются молибденит в виде мельчайших присыпок и гнезд как в кварцевых тонких жилках, так и в основной кварцево-полевошпатовой массе аляскита, а также редкие вкрапленники гюбнерита.

Гранит-порфиры приурочиваются в большинстве случаев к периферическим частям гранитного интрузива. Они слагают также апофизы и дают постепенные переходы к жильным кварцевым порфирам и фельзитам.

Характерной особенностью гуджирских гранит-порфиров является их светлорозовый цвет и при обычной гранитпорфировой структуре наличие порфировидных, оплавленных каплеобразных выделений кварца. Кварц часто дымчатый, и в таких случаях округлые зерна темного кварца резко выделяются на светлом фоне основной мелкозернистой массы породы.

Минералогический состав гранит-порфиров в основном не отличается от состава гранитов. Существенным отличием является преобладание в гранит-порфирах светлой мусковитовой слюды, тогда как в гранитах присутствует главным образом биотит.

Кроме того вблизи рудных жил гранит-порфиры сильно пиритизированы, иногда обогащены желтовато-зеленой слюдой и в таких случаях по составу приближаются к грейзену.

Микроструктура типичная гранит-порфировая.

Кварц присутствует в качестве порфировидных вкрапленников. Это короткостолбчатые бипирамидальные призмы кварца, иногда неправильных очертаний, с оплавленными, корродированными краями. В таких случаях вокруг порфировидного кристалла кварца развиваются друзы более позднего гребенчатого кварца, отдельные кристаллики которого располагаются нормально к стенкам идиокристалла кварца более ранней генерации.

Кислый плагиоклаз наблюдается в виде вытянутых призм, с тонким полисинтетическим двойникованием. В шлифе выглядит довольно свежим, без заметных вторичных новообразований.

Микроклин встречается в виде изометричных неправильных зерен.

Ортоклаз-пертит, развивающийся в виде крупных широкотаблитчатых лейст (с червеобразными врастками альбита в основной ортоклазовой массе). Микроклин и ортоклаз одинаково идиоморфны по отношению друг к другу и явно ксеноморфны к призматическим зернам альбита.

Биотит встречается спорадически в виде крупных таблиц; плеохроирует, как и в граните, в золотистожелтых и зеленоватобурых тонах.

Мусковит развивается в крупных листочках среди мелкозернистой основной массы, изредка замещает биотит и иногда приурочивается к порфировидным вкрапленникам полевых шпатов, замещая их с краев.

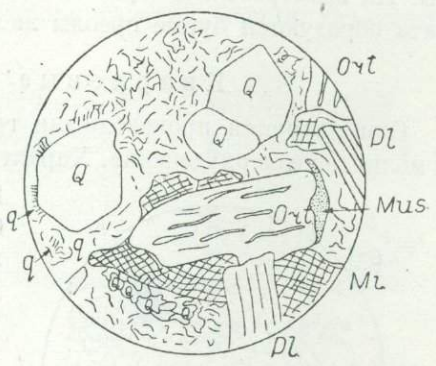
Мелкозернистая микрогранитовая основная масса состоит из кварца более поздней генерации, чем идиокристы кварца (фиг. 6), микроклина и ортоклаза. Значительно реже в мелкозернистой массе встречается плагиоклаз; кислотность его та же, что и в порфировидных лейстах; это обычное явление для кислых гранит-порфировых пород, в отличие от основных эффузий, где порфировидные вкрапленники плагиоклазов и микролиты мелкозернистой массы всегда несколько различной кислотности.

Очень часто наблюдаются гранофировые срастания кварца с ортоклазом, которые дают нередко под микроскопом сплошные поля микропегматита.

Акцессории редки и представлены главным образом мелкими призмочками апатита, вросшими в биотит.

Если исходить из степени идиоморфизма минеральных компонентов, то к наиболее ранним выделениям следует отнести многочисленные, прекрасно образованные бипирамидально-призматические идиокристы кварца. Как известно, в последнее время все чаще раздаются голоса (Лодочников, Ферсман), призывающие осторожнее относиться к вопросу о степени идиоморфизма минералов в гипидиоморфнозернистых породах, как безусловному критерию последовательности кристаллизации минеральных составляющих изверженных пород.

В данном случае приходится учитывать специфичность физико-химических условий, при которых шло образование гуджирских гранит-порфиров. Кристаллизация их протекала в условиях пониженной температуры и давления; при этом состав расплава, давшего гранит-порфир, отличался от нормального гранитного состава явно повышенной кислотностью. По мере кристаллизации идиоморфных полевых шпатов, цветной и белой слюды, остаточный расплав стремился к эвтектоидному равновесию, поэтому избыток кремнекислоты выкристаллизовывался в виде бипирамидального кварца. Последний, оплавляясь в краях, давал друзовидные наросты гребенчатого кварца. Гранофировая и микропегматитовая структуры мелкозернистой массы свидетельствуют о состоянии остаточного расплава, близкого в момент окончания кристаллизации породы к эвтектической смеси.



Фиг. 6. Гуджирский гранит-порфир в шлифе.

Q — идиокристы кварца первой генерации, Ort — ортоклаз, Pl — плагиоклаз, Mi — микроклин, Mus — мусковит, q — гребенчатый кварц второй генерации мелкозернистой основной массы.

Кварцевые порфиры, фельзиты

Эти породы являются жильными представителями краевых фаций двуслюдистых гуджирских гранитов и гранит-порфиров; они образуют с последними и между собой непрерывный ряд переходов, причем фельзиты приурочиваются обычно к краевым приконтактовым зонам гранит-порфиров, кварцевые же порфиры наблюдаются в виде даек как в осадочно-эффузивной толще (сланцах) и гранодиоритах, так и в самых гуджирских гранитах.

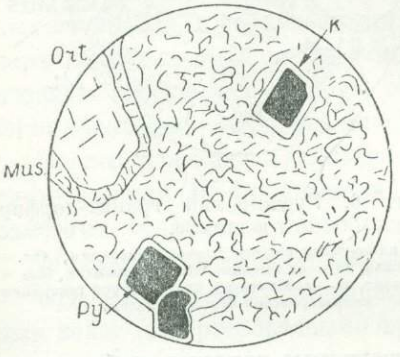
Макроскопически это мелкозернистые, светлые породы плотного сложения. Под микроскопом основная масса состоит из мелкозернистого кварцевополевошпатового аггрегата с порфировидными выделениями зерен ортоклаза (фиг. 7) и редкими акцессориями белой слюды. Нередко в фенокристах появляются хорошо образованные кристаллики кварца.

Фельзиты отличаются главным образом микрофельзитовой структурой основной массы.

Как в тех, так и в других нередко можно видеть позднейшие жилки дымчатого кварца с пиритом, флюоритом и молибденитом, при этом флюорит часто вкраплен непосредственно в основную массу фельзита и порфира. Рассеянные мелкие кубы пирита в массе кварцевого порфира весьма обычны. На выветрелых поверхностях порфира, вокруг окисленного зерна пирита образуются бурые ореолы железистых окислов.

Кварцевые рудные жилы

Они являются производными гранитной магмы и несут вольфрамовое и молибденовое оруденение. Характеристике этих рудных жил в настоящем разделе я посвящаю специальную главу (гл. II, «Рудные жилы»); здесь же ограничусь лишь самым общим их описанием.



Фиг. 7. Кварцевый порфир в шлифе.
Ort — порфировидный ортоклаз, окружен слюдяной оторочкой, Mus—мусковит; Py—зерна пирита, также окруженные реакционной оторочкой.

Кварцевые жилы концентрируются вблизи выходов гуджирских гранитов и гранит-порфиров и залегают как в этих породах, так и в гранодиоритах и метаморфической зеленосланцевой толще.

Образование этих жил сопровождалось интенсивным околожильным изменением вмещающих сланцев и гранитов, в результате чего последние превращены в грейзены, березиты, осветленные слюдистые сланцы, что свидетельствует о значительной роли газовой фазы в момент образования жил.

Образование жил обязано восходящим рудным растворам, заполнявшим в большинстве ранее образованные трещины.

Преобладают две системы жил: 1) жилы почти широтного простирания, образовавшиеся в результате заполнения тектонических трещин, и 2) жилы северо-западных простираний, связанные как с тектоническими трещинами, так и трещиноватостью и первичной слоистостью осадочных пород.

Почти все жилы крутопадающие (угол падения не менее 55°) или вертикально падающие. Мощность их варьирует в довольно широких пределах.

По простиранию мощные жилы прослеживаются, лишь с небольшими местными пережимами, на сотни метров.

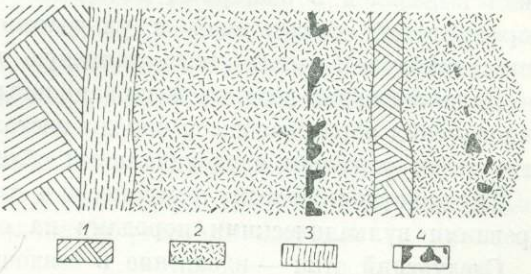
По вещественному составу жильной массы они представлены: 1) кварцево-полевошпатовыми, 2) кварцевыми и 3) кварцево-карбонатными жилами. Из них собственно кварцевые жилы можно подразделить по признаку преобладания рудного минерала на кварцево-гюбнеритовые и кварцево-молибденитовые.

В генетическом отношении кварцево-полевошпатовые жилы представляют наиболее высокотемпературный тип, они залегают обычно вблизи гранитных выходов. Кварцево-карбонатные жилы являются более низкотемпературными, значительно удаленными от магматического очага.

Перечислим минералы жил первых двух типов в порядке их убывания: кварц белый, дымчатый, серый; ортоклаз; флюорит фиолетовый и зеленый, слюды, гюбнерит, молибденит, пирит, фальэрц, галенит, берилл, халькопирит, шеелит, триплит, гранат.

Минералы жил низкотемпературного типа: кварц белый, сливной, друзовый и халцедонообразный; родохрозит, флюорит преимущественно зеленый, слюды, ортоклаз, пирит, фальэрц, гюбнерит, галенит, халькопирит, шеелит.

Текстура жил в большинстве массивная, реже поясовая (фиг. 8).



Фиг. 8. Поясовая текстура жилы № 5
1 — дымчатый кварц, *2* — белый ортоклаз, *3* — розовый ортоклаз, *4* — гюбнерит.

Каких-либо серьезных нарушений (сбросов, сдвигов) в жильных телах не наблюдается, что свидетельствует об отсутствии крупных тектонических движений в постминерализационный период.

Резюмируя все сказанное о молодых гранитных породах месторождения, можно сделать вывод, что магма, давшая гуджирские граниты и гранит-порфиры, была богата летучими компонентами: фтором, водой и соединениями таких металлов, как вольфрам, молибден, марганец.

При застывании на глубине образовывались равномернозернистые, нормального состава граниты, дававшие в периферических частях, более кислые гранит-порфиры.

Наиболее удаленные от магматического очага трещины заполнялись кварцевыми порфирами и фельзитами.

Соединения же тяжелых металлов, вместе с летучими компонентами F, H_2O и избытком кремнекислоты, обособившиеся от гранитного расплава в момент кристаллизации последнего, завершили процесс кристаллизации в виде гидротермальных дестиллятов, внедрившихся в боковые породы и самые граниты уже в постмагматическую фазу.

Отсутствие зон нарушения и вообще каких-либо тектонических нарушений рудных тел лишний раз свидетельствует о значительной молодости гуджирских гранитов и сопровождающих их жильных дифференциатов.

Явления контактового метаморфизма

В процессе формирования рассматриваемого участка на протяжении длительного времени имели место многократные проявления вулканической деятельности, которые так или иначе влияли на ранее сформировавшиеся породы, преобразуя их в роговики, скарны и т. п., в зависимости от метаморфизующей магмы и характера исходной метаморфизуемой породы.

Наиболее ранние проявления вулканизма приурочиваются, как видно из предыдущего, к кембро-силурийскому времени. Этот вулканический цикл выразился в обширных излияниях и многочисленных внедрениях порфиритовой, базальтовой и ультраосновной магмы в кембрийскую, известняковую и известняково-сланцевую толщу.

Наложившийся позднее дислокационный и контактовый метаморфизм видоизменил образовавшиеся породы настолько, что последние в большинстве своем утратили первоначальный облик.

Трудно судить поэтому о характере и степени метаморфизма, оказанного древними вулканическими породами на осадочную толщу.

Следующий этап — внедрение в осадочно-эффузивную толщу крупных батолитов гранодиоритовых пород. Контактовый метаморфизм, оказанный этой интрузией на вмещающие породы, в районе месторождения выражается в термической перекристаллизации и главным образом в рассланцевании зеленокаменных изверженных пород.

Заметного привноса в боковые породы таких летучих, как галоиды, бор, вода, соединения тяжелых металлов, в контактовом ореоле гранодиоритов не наблюдается.

Контактовый ореол представлен кварцево-биотитовыми сланцами и роговиками с зеленым мелкочешуйчатым биотитом и мелкозернистым кварцем, а также кварцево-биотито-актинолитовыми сланцами, где актинолит представлен микроскопическими иглами, слабо плеохроирующими в светлозеленых тонах с углом погасания 10°.

Следует, однако, отметить, что контактовый ореол гранодиоритовых пород представляется таким вне сферы действия более поздних гуджирских гранитов; в районе же месторождения в большинстве случаев наблюдается наложение более поздних контактово-метаморфических и гидротермальных процессов, связанных с весьма активными гуджирскими гранитами, в результате чего здесь обнаруживаются более сложные видоизменения метаморфической зеленокаменной толщи.

Переходим, наконец, к рассмотрению воздействия на вмещающие породы наиболее интересующей нас магмы «молодых» гуджирских гранит-порфиров и гранитов.

Гидротермальные процессы, связанные с деятельностью этой магмы, будут рассмотрены в особой главе («Околожильные изменения вмещающих пород»), здесь же мы остановимся лишь на вопросах контактового изменения пород, вмещающих граниты и гранит-порфиры.

Магма гуджирских гранитов была богата минерализаторами H_2O, F, а также K, Na и SiO_2. Наиболее значительные порции этих веществ связываются несомненно с позднейшей термальной деятельностью магмы.

Контактовое изменение осадочно-эффузивной толщи выражается в интенсивной пиритизации, эпидотизации, частично хлоритизации и альбитизации зеленых орто-сланцев.

Ксенолиты и останцы известняков, встречающиеся в зеленокаменной толще, превращены в тремолит; наблюдается также образование скарнов с гроссуляром, кальцитом, хлоритом. Но так как известняки в непосредственной близости от контакта с гранитами встречаются лишь спорадически, незначительными пятнами, то упомянутые тремолитизация и скарнизация наблюдаются редко.

Изменения гранодиоритов выражаются в эпидотизации роговой обманки, хлоритизации биотита, частичной каолинизации полевых шпатов и сильной их раздробленности, а также волнистом угасании кварца.

РУДНЫЕ ЖИЛЫ

Общие сведения

Рудные тела Джидинского месторождения представлены кварцевыми, кварцево-полевошпатовыми и кварцево-карбонатными жилами, залегающими в гранитах, гранит-порфирах, метаморфических сланцах и гранодиоритах.

Простирания жил имеют два основных направления: а) господствующее простирание СВ $80 \pm 10°$ и б) менее распространенное — северо-западное — от СЗ 310 до СЗ 350°.

Другие азимуты простирания жил носят случайный характер; жилы этих направлений большей частью маломощны, быстро выклиниваются по простиранию и представляют собой в большинстве случаев лишь апофизы от главных жил.

Все жилы являются крутопадающими на юго-восток и юго-запад. Углы их падения колеблются от 55 до 90°.

Как уже указывалось, по вещественному составу жилы могут быть разделены на три типа:

1) кварцево-полевошпатовые, залегающие в гранитах и гранит-порфирах;

2) собственно кварцевые жилы широтного простирания (СВ $80 \pm 10°$). Приурочены к тектоническим трещинам в гранит-порфирах, гранитах, гранодиоритах;

3) кварцево-карбонатные жилы северо-западного простирания. Они залегают в метаморфических сланцах и приурочены к трещинам отдельностей сланцеватых метаморфических пород. Таких жил немного.

Жилы первых двух типов залегают вблизи металлоносных пород или же в них самих; эти жилы высокотемпературные. Эти жилы характеризуются довольно выдержанной мощностью; местами наблюдаются раздувы и пережатия.

Жилы третьего типа более удалены от магматического очага и в связи с этим более низкотемпературны. Мощности их крайне невыдержаны; мощные раздувы быстро сменяются тончайшими, едва различимыми на-глаз проводничками.

Помимо мощных, хорошо выдерживающихся по простиранию рудных жил, месторождение изобилует тонкими кварцево-слюдистыми жилками, нередко с богатым содержанием гюбнерита. Особенно богат такими жилками район жил № 3 и 4, где эти тонкие жилки, пересекаясь во всевозможных направлениях, образуют довольно густую сеть в виде штокверка в измененных гранодиоритах и околожильной кварцево-слюдисто-флюоритовой породе. Маломощные жилки довольно быстро выклиниваются по простиранию; лишь изредка наблюдается значительная протяженность. Таким образом намечается некоторая функциональная зависимость длины от мощности жилы. Мелкие жилки трудно поддаются учету, и при разведочных работах регистрацией этих жилок никто не занимался.

Вещественный состав рудных жил довольно прост. Жильными минералами являются: кварц, составляющий, примерно, 90% всего жильного тела, родохрозит (в жилах третьего типа), флюорит, ортоклаз, зеленоватая слюдка, берилл, триплит, гранат.

В качестве рудных минералов присутствуют гюбнерит, молибденит, шеелит, пирит, галенит, фальэрц, халькопирит, сфалерит.

Процессы окисления и выщелачивания особенно интенсивно развиты в жилах третьего типа. В зоне окисления развиваются вторичные минералы: малахит и азурит, лимонит, псиломелан, пиролюзит и вад, каолин, тунгстит, молибдит.

В распределении в жильном теле главного рудного минерала — гюбнерита — определенной закономерности не наблюдается, хотя в этом отношении и намечается некоторая индивидуализация отдельных жил. Так, например, жила № 4 характеризуется резко гнездовыми скоплениями крупных кристаллов гюбнерита. В жиле № 1, на ряду с мелко рассеянной вкра-

пленностью, наблюдаются и крупногнездовые скопления крупнокристаллических индивидуумов. Для жилы № 5 характерна приуроченность гюбнерита главным образом к зальбандовым частям, и, наконец, в жиле № 3 гюбнерит равномерно рассеян по всему жильному телу. Однако указанное распределение рудного минерала в жильном теле не является резко индивидуализированным для каждой из упомянутых жил, и на различных участках той или иной из них можно встретить и гнезда, и мелкую вкрапленность, и призальбандовые полосы гюбнерита. Так, например, жила № 3 на протяжении более 100 м имеет с поверхности хорошо выдерживающуюся, равномерно-рассеянную вкрапленность; в подземной же выработке, в забое № 1, на глубине 15—20 м в висячем боку жилы содержится гюбнерит в виде сплошной 15-см полосы.

Гюбнерит в жилах Джидинского месторождения представлен двумя генерациями:

1) крупнокристаллический высокотемпературный, отдельные кристаллы которого достигают 15—25 см;

2) мелкоигольчатый низкотемпературный, тонко диспергированный в халцедонообразном кварце.

На глубину жилы только что начали прослеживаться, однако уже теперь с большой долей вероятности можно судить о значительной протяженности их на глубину. Об этом свидетельствуют как мощность и длина жил, так и большая разность гипсометрических уровней выходов рудных жил на поверхность.

Данные химического анализа показывают высокое содержание WO_3 по всем жилам, при этом значительная мощность рудных жил обусловливает высокий метропроцент, и это, на ряду с большой протяженностью жил, предопределяет безусловно крупный промышленный масштаб Джидинского коренного месторождения.

Помимо вольфрама в жилах Джидинского м-ния содержатся молибден, золото, серебро, медь, свинец; присутствует в небольших количествах олово. Из указанных металлов серьезного внимания заслуживает в первую очередь молибден, распространенный в районе жилы № 5, содержание которого в жильной породе значительное.

Пробы носят случайный характер и лишь до некоторой степени отражают действительное содержание указанных металлов в руде. Возможно, что с глубиною соотношения в содержании металлов изменятся таким образом, что некоторые из них при добыче вольфрама смогут попутно извлекаться из руды.

При дальнейших опробовательских работах факт наличия золота, серебра и олова несомненно должен учитываться, при взятии проб с различных горизонтов.

Минералы и минеральные ассоциации рудных жил

Жильные минералы

В качестве жильных минералов в рудных жилах Джидинского м-ния присутствуют кварц, родохрозит, флюорит, мусковит, ортоклаз, альбит, жильбертит, минералы группы каолина, берилл, биотит, триплит, гранат.

Кварц слагает главную массу жильного тела, составляя в большинстве случаев 90—95% всей жильной массы. И лишь в 1-й и 24-й жилах кварц частью вытесняется родохрозитом и флюоритом, а в 5-й жиле — ортоклазом.

Большая часть жильного кварца представлена плотными и крупнозернистыми разностями с занозистым изломом. При ударе жильный кварц нередко издает сероводородный запах; под микроскопом обнаруживаются многочисленные газовые пузырьки и ультрамикроскопическая сыпь непрозрачного рудного минерала.

Кварц рудных жил представлен следующими разностями: 1) кварц дымчатый и серый, 2) молочно-белый, 3) друзовый и халцедонообразный.

1. Дымчатый и серый кварцы являются наиболее ранними минеральными образованиями, заполнявшими трещины в самой начальной стадии формирования рудного тела. Они находятся в тесной ассоциации с такими высокотемпературными минералами, как биотит, полевые шпаты, молибденит, берилл, триплит, гранат. Рудные минералы, в том числе и гюбнерит, по сравнению с дымчатым и серым кварцами являются образованиями более поздними. Лишь наиболее ранняя генерация гюбнерита захватывает конец кристаллизации дымчатого кварца. В большинстве же гюбнерит внедряется в серый кварц по линии стыка зерен последнего, по трещинкам и лишь в редких случаях образует в нем крупные гнезда. В дымчатом кварце вольфрамит почти отсутствует. Цвет этого кварца варьирует от темнодымчатого, почти не просвечивающего, до темносерого и светлосерого, иногда он имеет розоватый оттенок. Первый заполняет главным образом многочисленные тонкие жилки, которые секут во всевозможнейших направлениях гранит-порфир, особенно в районе жилы № 5. Такими же жилками, но в меньшей степени, пересечен и кварцевый порфир. Серый кварц заполняет более мощные жилы, например, жила № 5 преимущественно сложена таким кварцем. Блеск сильный, стеклянный, в изломе иногда жирный, излом раковистый до занозистого.

Текстура дымчатого кварца массивная. Серый кварц также массивный, но большая его часть имеет равномерно-зернистое и грубозернистое сложение. Под микроскопом серый кварц весьма характерен тем, что в нем наблюдаются следы внутренних натяжений и перекристаллизация. Явление это отражается на микроструктуре кварцевых зерен таким образом, что зерно кварца, ранее грубозернистого субгедрального, распадается

на аггрегат более мелких зерен, каждое из которых слегка отличается от соседнего оптической ориентировкой. В результате получается слабое облачное погасание ранее однородного зерна, с отчетливым, однако, распознаванием в нем контуров вторичных мелких зерен. В скрещенных николях эти различно погасающие мелкие аггрегаты образуют мозаику в крупном зерне, благодаря чему при описании шлифов, в рабочем порядке, указанная структура была названа мною «мозаичной». Этот термин я предлагаю сохранить за описываемой структурой кварца, так как он вполне отображает сущность строения и картину прозрачного шлифа в поляризованном свете. С. Ф. Адамсом описана аналогичная структура кварцев из золотоносных участков западной Австралии, Аляски и Калифорнии, месторождений Хомстека, Южной Дакоты и др. Он объясняет происхождение таких структур как результат внутренних напряжений с перекристаллизацией первоначальных зерен. Молекулярная перегруппировка обусловливается стремлением вещества восстановить нарушенное равновесие, утерянное вследствие изменения физико-химических условий. В данном случае это явление имело место, очевидно, под влиянием тектонических движений, которые еще давали себя знать в период образования серого жильного кварца и которые обусловливали заполнение трещин новым жильным материалом, соответствующим более низким температурам образования.

По С. Ф. Адамсу, явление перекристаллизации с образованием плотного аггрегата мелких зерен из более крупного кристалла имеет место лишь на значительных глубинах и никогда не встречается в жильных образованиях верхних зон и малых давлений. Таким образом, мозаичная структура серого кварца Джидинского м-ния характеризует относительно глубокую жильную зону, и это положение прекрасно увязывается с геологическими особенностями района жилы № 5. Сложенная преимущественно серым кварцем с мозаичной структурой, эта жила имеет в своем составе наиболее высокотемпературные минералы (берилл, биотит, молибденит) и в отличие от других жил залегает в самом гранит-порфире, являющемся первоисточником жильных растворов. Повидимому, жила № 5 мало удалена от материнского очага и образование ее происходило при значительных давлениях и на относительно большой глубине.

Природу окраски дымчатого и серого кварцев А. Е. Ферсман связывает с влиянием радиоактивных веществ и отмечает также связь этого явления с наличием калия, особенно калиевого полевого шпата. Последний действительно на Джидинском м-нии находится в тесной ассоциации с серым и дымчатым кварцем.

2. Молочнобелый и водяно-прозрачный кварцы являются наиболее распространенными разностями, слагающими большинство рудных жил месторождения.

Белый цвет особенно характерен в кварце, пробывшем некоторое время на земной поверхности. Побеление кварца наблюдается даже в отвалах разведочных выработок, как это имеет место на жиле № 4, в отвалах шурфа № 1. «Белеющий» кварц описан А. Е. Ферсманом (1932), который отмечает, что белый цвет связан с обилием первичных включений, дающих при действии колебаний температуры на поверхности сеть капиллярных трещинок и механических разломов, обусловливающих белый тон камня.

В отличие от только что описанного серого и дымчатого кварцев, в молочно-белом и водяно-прозрачном кварцах под микроскопом обнаруживаются многочисленные включения мельчайших пузырьков неправильной округло-овальной формы, что хорошо увязывается также с наблюдениями С. Ф. Адамса над жильным кварцем. Адамс отмечает отсутствие газовых включений в сером кварце как результат перекристаллизации последнего.

Помимо газовых пузырьков в белом кварце наблюдается субмикроскопическая сыпь непрозрачного минерала, обнаруживаемая лишь при больших увеличениях микроскопа.

Текстура такого кварца сливная и равномерно-зернистая, она представляет собой плотные, равномерно-зернистые аггрегаты нормальных кварцевых кристаллов.

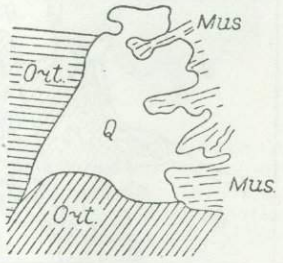
Как одно из характерных явлений в жильных телах Джидинского м-ния наблюдается продольная расслоенность кварцевого жильного тела. Расслоение жильного кварца наблюдается и в разностях серого кварца; этого явления не наблюдалось лишь в жилах, заполненных халцедонообразным и друзовым кварцами. К первичной природе кварцев указанное явление отношения не имеет; подробнее мы опишем его ниже при характеристике жил и в главе о тектонике месторождения, здесь же упоминаем о нем лишь с целью отметить, что на структуре жильного кварца явление расслоения жильного тела заметно не отражается. Структура белого кварца весьма однообразна и в шлифе наблюдаются нормально-погасающие кварцевые зерна, плотно примыкающие друг к другу, с ровными ограничениями по краям. К белому зернистому кварцу близко примыкает шестоватый кварц, нарастающий на первый в пустотах; в шлифе они часто дают в поперечных сечениях эвгедральные и ангедральные формы. В скрещенных же николях плотно пригнанные, приближающиеся к шестиугольной форме, округлые зерна кварца производят впечатление торцовой мостовой, поэтому я называю эту структуру «торцовой».

Белый непрозрачный и просвечивающий синевато-белый кварцы являются следующим образованием после дымчато-серого кварца и ассоциируют с большинством рудных минералов. Выпадение из раствора большей части гюбнерита происходило, очевидно, одновременно с образованием данного кварца, в котором гюбнерит часто образует крупные кристаллы в гнездовых скоплениях (фиг. 9).

Кристаллизация молочнобелых кварцев протекала, повидимому, в сравнительно спокойной обстановке, хотя она и занимала значительный промежуток времени, о чем свидетельствуют хорошо выкристаллизовавшиеся гюбнерит, изредка ортоклаз, галенит и др. Это обстоятельство, а также однообразие структурных особенностей кварца указывают на значительные глубины образования рудных жил, сложенных белым кварцем, так как, по Адамсу, в верхних зонах жильный кварц характеризуется большим разнообразием структур.

3. Шестоватый и друзовый низкотемпературный кварцы связаны с молочнобелыми кварцами, а также с халцедонообразными разностями кремнезема постепенными переходами. Кремнезем распространен, главным образом, в низкотемпературных жилах, значительно удаленных от гранитного тела.

Прозрачный шестоватый кварц, дающий иногда хорошо образованные кристаллы горного хрусталя, встречается в некоторых маломощных и слабо оруденелых жилах вблизи Лысой Горы. Эти жилы залегают в малоизмененных гранодиоритах. Кварц их не оказывает почти никакого изменения на вмещающие породы.



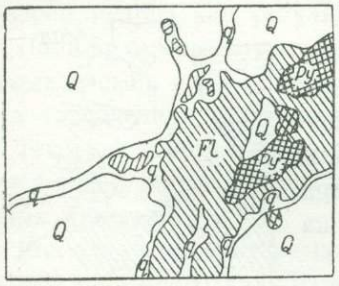
Фиг. 9. Последовательность выделения ортоклаза (Ort), кварца (Q) и мусковита (Mus) — более позднего.

Кристаллы горного хрусталя часто содержат в себе включения мелких непрозрачных частиц (окислов марганца?), отчего приобретают темно-дымчатую окраску, вплоть до непрозрачных черных разностей, как это наблюдалось в жеоде жилы № 1. При этом дымчатые призматические кристаллы кварца жилы № 1 генетически, конечно, совершенно отличны от дымчатого кварца жилы № 5, в которой он является наиболее высокотемпературной генерацией.

Шестоватый кварц, образуя сплошную массу жильного тела, заполняет многочисленные полости и выстилает их хорошо образованными кристалликами, с пирамидками на концах.

В зальбанде висячего бока жилы № 1 длиннопризматические кристаллы кварца, длиною до 3—5 и более сантиметров, нарастают с двух сторон, располагаясь друг против друга, что могло иметь место лишь в свободном пространстве. Микроструктура массивного низкотемпературного кварца (жила № 1), как правило, крайне не выдержана и характеризуется разнообразием форм. На ряду с эвгедральными зернами нормально угасающего крупнозернистого кварца встречаются участки перистого, волнисто угасающего кварца. Крупнозернистые аггрегаты чередуются с участками типичной криптокристаллической структуры, присущей халцедонообразному кварцу.

Этот кварц встречается довольно часто; он выполняет значительно удаленные от гранитного тела жилы и, кроме того, иногда наблюдается в высокотемпературных жилах, повидимому, как результат повторной минерализации (фиг. 10). Макроскопически халцедонообразные разности кремнезема выглядят в виде совершенно плотной, полупросвечивающей массы кварца. Агрегат этот довольно вязкий (не хрупкий, в отличие от обычного кварца), дающий плоско раковистые изломы при откалывании. Обычно в таком кварце наблюдаются темные полосы, которые особенно хорошо заметны в просвечивающих краях. Эти полосы представляют собой скопления многочисленных мельчайших кристалликов гюбнерита низкотемпературной разности. Значительных скоплений халцедонообразный кварц не образует. Под микроскопом этот кварц представляет собой плотный аггрегат мельчайших, вполне индивидуализированных кварцевых зернышек, благодаря чему он очень характерен в шлифе и в поляризованном свете выглядит всегда одинаково— в виде разновременно угасающих микрокристаллических зернышек.



Фиг. 10. Молочно-белый кварц (Q) в сочетании с низко-температурным кварцем второй генерации (q), ассоциирующийся с сульфидами.
Fl — фальэрц, Py — пирит. ×26.

Заканчивая характеристику жильного кварца, следует еще раз упомянуть, что помимо рудных кварцевых жил в районе месторождения на правом склоне Гуджирки встречаются «древние» безрудные кварцевые жилы. Кварц этих жил совершенно отличен от только что описанных кварцевых рудных жил и характеризуется сливной текстурой, синевато-белой и молочнобелой окраской и включениями хлоритоподобного, зеленого, чешуйчатого минерала.

Следующими по степени распространенности жильными минералами являются ортоклаз и родохрозит; причем родохрозит, образуя крупные сплошные скопления, локализуется лишь в более низкотемпературных жилах, ортоклаз же встречается во всех рудных жилах, но обычно небольшими массами и только в жиле № 5 он концентрируется в значительном количестве.

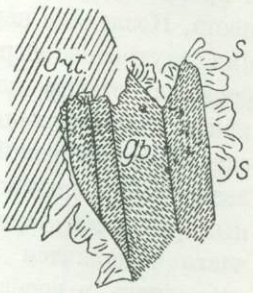
Ортоклаз образует сплошной полевошпатовый пояс в южном зальбанде жилы № 5, дает неправильные крупные включения в сером кварце той же жилы и встречается крупными вкрапленниками в остальных жилах в ассоциации с молочнобелым кварцем и гюбнеритом. Призальбандовый пояс ортоклаз образует и в Левинской жиле, где он слагает ее наиболее раннюю генерацию.

Ортоклаз розового цвета образует крупнокристаллические скопления, иногда давая хорошо образованные кристаллы, с преобладающим развитием граней первого и второго пинакоидов. В шлифе ортоклаз почти всегда

слегка сероватый вследствие легкой каолинизации. Изредка в нем наблюдаются вкрапленники листочков мусковита. Под микроскопом часто наблюдается пигментация непрозрачным темным минералом, который образует иногда настолько густую, тончайшую вкрапленность в ортоклазе, что последний становится почти непрозрачным. Двойникование исключительно редко. Оптические константы: $Np < 1.54$; весьма слабое двупреломление, оптическая характеристика отрицательная; 2V около 86°.

Образование ортоклаза началось в наиболее раннюю эпоху формирования рудных жил и продолжалось, повидимому, в течение почти всей последующей деятельности рудообразующих терм (фиг. 11).

Ортоклаз находится в срастании с биотитом, бериллом, серым и молочно-белым кварцем, гюбнеритом первой генерации и молибденитом.



Фиг. 11. Парагенетические взаимоотношения ортоклаза (Ort), гюбнерита (Gb) и слюды (S). × 26.

Ортоклаз, ассоциирующий в жиле № 1 с шестоватым низкотемпературным кварцем, по характеру своего образования близок, очевидно, к адулярам. В свежем виде этот минерал не наблюдался, так как в окисленной зоне жилы № 1 он сильно каолинизирован.

Родохрозит. Карбонат, присутствующий в качестве жильного минерала в жилах № 1 и Левинской, представлен родохрозитом. Химический анализ этого минерала, произведенный в Центральной геохимической лаборатории Восточно-сибирского ГГГТ, устанавливает следующее содержание окислов (в %):

MnO	53.63
MgO	2.44
CaO	2.76
FeO	1.75
Fe_2O_2	0.62
Потеря при прокал.[1]	32.82

В свежем виде родохрозит светлорозовый, с фиолетовым оттенком. Обычно совершенно свежие разности очень редки, вследствие легкой окисляемости, и потому родохрозит имеет красноватый и красновато-бурый оттенки благодаря выпадению окислов и гидроокислов железа и марганца по капиллярным трещинкам минерала.

В шлифе родохрозит бесцветен, имеет очень высокую псевдоабсорбцию, одноосен и отрицателен; двупреломление очень высокое: $Nm > 1.740$. Ро-

[1] CO_2 входит в потерю при прокаливании. При расчете анализа выяснилось, что он выполнен недостаточно точно, однако, дает достаточное общее представление о соотношении главнейших окислов.

дохрозит образует сплошные массы, состоящие из крупных кристаллов, которые достигают размера 30—40 см; он встречается также и в более мелких зернах, вкрапленных в сливной молочный и шестоватый кварц. В условиях зоны окисления родохрозит крайне неустойчив и распадается, образуя при этом окислы и гидроокислы марганца и железа. Процесс окисления начинается побурением, затем минерал начинает довольно быстро чернеть и превращается в смесь твердых и рыхлых псиломеланов и вадов черного цвета. Последние нередко образуют псевдоморфозы по родохрозиту, сохраняя внутреннее строение первичного минерала в виде ромбоэдрической решетки, стенки которой сложены твердым псиломеланом. В крупных кристаллах окисление начинается с краев и часто в образце можно видеть еще неразложившийся розовый родохрозит, заключенный в оболочку железисто-марганцовистых окислов, развивающихся в виде охристых и плотных разностей черного цвета. В сплошных крупных массах родохрозита часто содержатся крупные гнезда гюбнерита с большими кристаллами последнего, и вообще родохрозит нередко сопровождается богатым оруденением.

Родохрозит находится в срастании с шестовато-призматическим и молочным кварцем, с которым он образует сравнительно ровные границы срастаний. В сплошных массах родохрозита наблюдается довольно обильная вкрапленность пирита и лишь изредка встречаются галенит, халькопирит, фальэрц. В тесном срастании родохрозит находится со слюдой и зеленым флюоритом. Наличие родохрозита в рудных жилах месторождения (других карбонатов в жилах не встречено) лишний раз подчеркивает исключительную роль марганца в восходящих растворах, обусловивших минерализацию рудных жил Джидинского месторождения.

Мусковит. Выше уже упоминалось об огромной роли слюды в составе измененных вмещающих пород Джидинского м-ния, в которых слюда является главной составной частью породы. Не меньшее значение приобретает слюда и в минералогическом составе самих рудных жил. Уступая предыдущим жильным минералам в количественном отношении, она в то же время является непременным спутником всех рудных жил. Слюда образует оторочки вдоль зальбандов тонких кварцевых жилок и мощных рудных жил; встречается в виде кучных скоплений в кварце и в других жильных минералах; выстилает стенки пустот, образованных между гранями призм кварца; дает рассеянную вкрапленность веерообразных листочков, как в кварце, так и полевом шпате. Макроскопически выглядит слегка зеленоватой с жемчужным блеском; листочки гибки и упруги, достигают иногда величины 1—1.5 см.

Химический анализ такой слюды, произведенный в лаборатории ЦНИГРИ, дал следующие результаты (табл. 5):

Таблица 5

Компоненты	Вес %	Мол. колич.		
SiO_2	47.64	0.793		
TiO_2	0.26	0.010	0.803	
Al_2O_3	31.48	0.308		
Fe_2O_3	1.46	0.009	0.317	
FeO	0.36	0.004		
MnO	0.68	0.009		
CaO	0.20	0.003	0.055	
MgO	1.35	0.039		
K_2O	10.11	0.100		
Na_2O	0.07	0.001	0.101	
Li_2O	есть	—		0.455
F	1.65	0.086		
Потеря при прокал.	4.82	0.268	0.354	
H_2O гигр.	1.01	—		
	101.09			
Поправка	$O = F_2 = 0.70$			
Итого	100.39			

Слюда относится к калиевому ряду (литий содержится лишь как ничтожная изоморфная примесь к калию), и формула ее может быть представлена в следующем виде:

$$7\,H_2O.3K_2O.MgO.6Al_2O_3.16SiO_2$$

или

$$H_{14}K_6(Mg,Ca)_2Al_{12}Si_{16}O_{61}.$$

Таким образом слюда Джидинского м-ния представлена мусковитом; оптические константы ее также близки к мусковиту. Ng=1.594, Np=1.559; $2V = 20°$; плоскость Ng—Np перпендикулярна второму пинакоиду, оптическая характеристика отрицательная, Np—почти перпендикулярна третьему пинакоиду.

Мусковит образует тесное срастание с белым, шестоватым и халцедоновидным кварцем, с зеленым и фиолетовым флюоритом (фиг. 12). Серый кварц, а также гюбнерит первой генерации разъедаются мусковитом как более поздним образованием. Мусковит образует оторочки на гюбнерите, въедается в него по трещинкам.

Мусковит принимает большое участие в сложении ксенолитов зеленых сланцев, заключенных в рудном теле жилы № 5. Вещественный состав этих ксенолитов представлен почти исключительно мусковитом.

Флюорит также очень распространенный и обычный минерал Джидинского м-ния. Содержится как в рудных жилах, так и в измененной боковой породе. Особенно богаты флюоритом грейзены района жил № 3 — № 4, где он представлен преимущественно фиолетовой генерацией. Высокотемпературные жилы сравнительно бедны флюоритом и, наоборот, в жилах типа № 1 и Левинской, он принимает существенное участие в сложении жильного тела и образует иногда громадные гнезда в крупнокристаллических выделениях октаэдрического габитуса. В этих жилах флюорит представлен зеленой разностью, причем окраска его изменяется от густо окрашенного зеленого до нежно зеленовато-голубого цвета. Зеленым флюоритом богаты низкотемпературные халцедоновые жилки Инкурского Мыса.



Фиг. 12. Ассоциация флюорита (F) и мусковита (Mus).

Судя по многочисленным крупным глыбам флюорита в срастании с низкотемпературным шестоватым и халцедонистым кварцем, встречающимся в отвалах Маргын-Шено, можно предполагать, что флюорит образует и самостоятельные кварцевофлюоритовые жилы. Одна из таких жил наблюдалась среди выходов известняка на правом склоне Гуджирки.

Жильбертит. Талькообразная, светлозеленая и желтоватая, иногда бесцветная слюдка с жемчужно-перламутровым отливом, в крупных листочках довольно хрупкая, в мелких аггрегатах жирная на ощупь, имеет довольно большое развитие как в рудных жилах, так и в измененных боковых породах месторождения.

В околожильных породах сплошные скопления ее образуют яблочно-зеленые массы просвечивающих березитов и с примесью мелкокристаллического кварца дают тонкослоистый грейзен. Жильбертит покрывает ранее образовавшиеся минералы мелкочешуйчатым налетом, обтекает кристаллы кварца, гюбнерита, полевого шпата. Чрезвычайно характерно проникновение жильбертита по плоскостям спайности внутрь крупных кристаллов гюбнерита жил № 4, 3 и других более высокотемпературных жил.

Крупно-листоватый жильбертит (хрупкие чешуйки порядка 1.5—3 мм) встречается в низкотемпературных жилах, где он образует оторочки на полевом шпате, нарастая перпендикулярно плоскости ограничения трещинки. Жильбертит срастается с фиолетовым и зеленым флюоритом, с сульфидами, разъедает тонко-призматические кристаллы гюбнерита. Иногда жильбертит в виде жирной, мелко-чешуйчатой глинки заполняет пустотки в кварце и образует сплошные скопления соломенножелтого цвета вблизи ортоклаза. Оптическая характеристика этой слюдки несколько отлична

от мусковита; слюдка имеет несколько меньший показатель преломления $Ng < 1.584$ и более слабое двупреломление.

К а о л и н. Примазка каолинитовой глинки, ближе не определявшейся, нередко наблюдается на гранях призматического кварца, а также скопляется в виде плотной массы в пустотках. В околожильных породах гипогенный каолин обильно развивается по трещинам и иногда образует сплошные крупные массы, как это наблюдается в штольне № 2 на жиле № 3.

Альбит типа пластинчатого клевелендита наблюдался в одном случае в забое штольни № 1 на жиле № 5, в виде незначительного прожилка у левого зальбанда. Парагенетические взаимоотношения с серым кварцем и ортоклазом, среди которых он встречен, не совсем ясны. По всей вероятности альбит относится к более поздней стадии минерализации жилы № 5, чем упомянутые серый кварц и ортоклаз.

Биотит встречен в жилах № 5 и Левинской, в первом случае в виде ничтожной вкрапленности в жильном теле вблизи крупного ксенолита сланца; в Левинской жиле биотит образует уже заметные скопления вблизи зальбанда, в полевошпатово-жильбертитовой массе.

В обоих случаях биотит образовался, очевидно, в результате ассимиляции боковой породы термальными растворами.

Берилл. Кристалл берилла нежно-голубоватого цвета, он имеет 1.5 см в длину и 0.5 см в диаметре, был обнаружен Г. С. Левиным в гранит-порфире в районе жилы № 5.

При обработке шлихов жилы № 5 под бинокуляром О. Я. Пятых были констатированы микроскопически малые призмочки берилла, невооруженным глазом почти не различимые. Этими находками исчерпывались сведения о берилле Джидинского м-ния до 1935 г. и нигде в других жилах этот минерал не встречался.

Во вновь вскрытых кварцево-молибденитовых жилах и кварцево-гюбнеритовой жиле в районе жилы № 5 в 1935 г. обнаружены довольно крупные гнезда берилла, вросшего в серый жильный кварц. Берилл присутствует здесь в виде крупных гексагональных призм светлоголубого, зеленоватого и белого цвета.

Таким образом, берилл, по мере вскрытия жил разведочными работами, обнаруживается все чаще и перестает быть минералогической редкостью на месторождении. Необходимо лишь подчеркнуть, что все имеющиеся находки берилла приурочиваются к району жилы № 5, где распространены граниты и гранит-порфиры, т. е. он находится в непосредственной близости с изверженными магматическими породами, а также и в самой жиле № 5, наиболее высокотемпературной из известных жил.

Триплит, минерал состава $3MnO_2.P_2O_5.MnF_2$, обнаружен в жиле № 5 в срастании с зернистым серым кварцем и ортоклазом.

Этот минерал встречается здесь спорадически; он образует небольшие гнезда довольно крупных (порядка 1—2 см) зерен в жильной массе.

Минерал розовый, блеск стеклянный, слегка шелковистый оттенок на плоскостях спайности; последняя отчетливо выражена по одному направлению.

2V большой, Ng ≈ 1.673, Np выше 1.650; дает отчетливые реакции на фтор, марганец и фосфор.

В вольфрамовых месторождениях триплит представляет большую редкость и более обычен для пегматитовых жил, что указывает на довольно высокую температуру его образования.

Гранат. Темнокрасный гранат в количестве нескольких крупных кристаллов был встречен в молибденовой жиле вросшим в массивный серый кварц.

Рудные минералы

Рудными минералами Джидинского м-ния являются гюбнерит, шеелит, молибденит, пирит, галенит, халькопирит, фальэрц.

Гюбнерит является главным рудным минералом, образующим в жилах концентрации промышленного значения.

Анализ гюбнерита (Mn, Fe WO_4), произведенный в лаборатории ЦНИГРИ аналитиком Ю. Н. Книпович, дает следующие результаты (табл. 6).

Таблица 6

Компоненты	Гюбнерит жилы № 5 (в %)	Гюбнерит жилы № 4 (в %)
WO_3	75.27	75.72
MnO	22.71	22.88
FeO	0.58	0.54
Неразлагаемый кислотами остаток	0.81	0.48
Итого	99.37	99.62

Анализированные образцы взяты из двух различных жил, удаленных на расстояние 1 км друг от друга и являющихся представителями различных зон оруденения. Жила № 5 залегает в гранит-порфире; она подверглась значительной эрозии и потому на поверхность выходит глубокими частями своего тела; жила № 4 залегает в кровле гранит-порфира, в измененных

гранодиоритах. При этом первый образец гюбнерита был взят из призальбандового вольфрамитового пояса жилы № 5, а второй из крупного гнезда в центральном (а не зальбандовом) участке жилы № 4.

Макроскопически образцы несколько различались по цвету: первый более темно окрашенный, почти черный; второй имел типичный для гюбнерита рыжевато-красный оттенок. Кроме того, вольфрамит жилы № 5 был представлен мелкокристаллическими индивидами, а вольфрамит жилы № 4 — крупнопризматическими кристаллами.

Из пересчета анализов можно вывести следующие формулы для гюбнерита жил № 5 и 4 (табл. 7).

Таблица 7

Компоненты	Гюбнерит жилы № 5 98.48 $MnWO_4$. 1.52 $FeWO_4$			Гюбнерит жилы № 4 99.0 $MnWO_4$. 1.0 $FeWO_4$		
	Вес. %	Вес % после вычета SnO_2 и нерастворимого остатка	Мол. колич.	Вес. %	Вес % после вычета SnO_2 и нерастворимого остатка	Мол. колич.
WO_3	75.27	76.37	0.329	75.72	76.37	0.329
MnO	22.71	23.05	0.324	22.88	23.08	0.326
FeO	0.58	0.58	0.008	0.54	0.55	0.007
Неразлагаемый остаток .	0.81	—	—	0.48	—	—
Итого	99.37	100.00	—	99.62	100.00	—

Приведенные цифры характеризуют почти крайний марганцовистый член изоморфного ряда $(Mn,Fe)WO_4$, в котором FeO присутствует лишь как ничтожнейшая примесь; при этом устанавливается почти тождество состава внешне наиболее различных гюбнеритов Джидинского месторождения.

Гюбнерит содержится в кварцевых, кварцево-полевошпатовых и кварцево-карбонатных жилах, и лишь как исключительно редкое явление он встречается в граните, в виде изолированных вкрапленников и микроскопических акцессорий.

В сланцах или гранодиоритах гюбнерита не наблюдалось даже в непосредственном контакте с рудными жилами.

Гюбнерит развивается преимущественно в виде удлиненных по оси С кристаллов пластинчатого, толстотабличатого и призматического габитуса.

Развиваются преимущественно грани (100), (110), (210); покрыт грубой вертикальной штриховкой. Спайность совершенная в одном направлении (по 010), отчего минерал кажется иногда листоватым. Кроме этой главной

спайности заметна спайность в двух других направлениях, пересекающихся под углом около 75—80°.

Твердость близка к 5, очень хрупок. Излом неровный, занозистый. Цвет темнобурый, красновато-бурый, значительно реже встречается бурочерная разность. При выветривании приобретает красноватый оттенок.

В полированном шлифе интенсивно ирризирует в золотистых и вишневокрасных тонах вследствие совершенной спайности и благодаря включениям микрочешуек жильбертитовой слюдки.

В мелких осколках гюбнерит просвечивает рубиново-красным цветом. Блеск металловидный, по краям и в мелких осколках имеет стеклянный блеск. Окраска порошка (цвет черты) преимущественно бледножелтая до буровато-желтой в выветрелых разностях. Очень часты двойники.

В шлифе прозрачен, имеет высокий рельеф и шагреневую поверхность. Ng около 2.35 (измерено в сплаве); $2V+75°$; Ng — Np=0.13; угол погасания Np : C=18°.

В проходящем свете окрашен в желтоватые и зеленовато-желтые тона, в отраженном свете — серо-белый и белый, легко распознается по рубиновокрасному внутреннему рефлексу. Кислотами трудно разлагается, при кипячении с крепкой HCl и металлическим оловом дает синее окрашивание. Ярко выражены электромагнитные свойства; довольно стоек к процессам выветривания, при разрушении образуется смесь желтых и рыже-красных охр; в начальной стадии окисления, повидимому, слегка обогащается окислами железа и марганца вследствие выщелачивания WO_3.

Гюбнерит Джидинского м-ния представлен двумя генерациями: 1) относительно высокотемпературный, крупнокристаллический, 2) низкотемпературный микро-игольчатый.

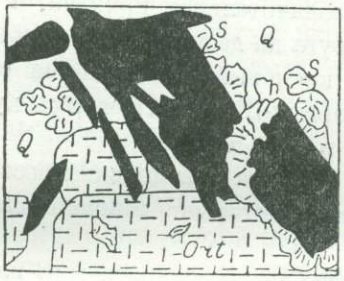
Первая генерация развивается в виде крупнокристаллических индивидуумов, размеры кристаллов варируют в широких пределах от нескольких миллиметров до 15—20 см в длину.

Процесс образования гюбнерита протекал в течение долгого времени. Кристаллизация этого минерала наблюдается почти на всем протяжении формирования рудных тел; поэтому он ассоциирует как с дымчато-серым кварцем, так и с молочно-белым и друзовым.

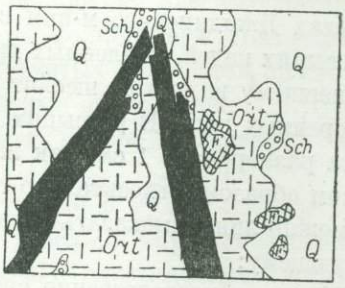
Наиболее ранние порции гюбнерита выпадают во время образования серого кварца и в конце кристаллизации дымчатого, в которых он приурочен большею частью к стыку зерен или рассеян изолированными зернами по всей массе кварца; реже образует в них гнездовые скопления. Гюбнерит сечет зерна ортоклаза, являясь более поздним образованием. С молочно-белым кварцем (торцовой структуры) и шестоватым, призматическим, гюбнерит первой генерации образует ровные, прямые границы срастаний, что указывает, возможно, на одновременность выпадения из раствора обоих компонентов.

Гюбнерит разъедается флюоритом, слюдой. Последняя, как значительно более позднее образование, часто дробит кристаллы гюбнерита (фиг. 13), а также нарастает на нем веерообразными и перистыми листочками, образуя вокруг его зерен слюдяные оторочки и бордюры; это относится к мусковиту. Что касается микрочешуйчатого жильбертита, то последний образует тончайший жирновато-белый налет в крупнокристаллических индивидах гюбнерита, врастая внутрь кристалла по плоскостям спайности.

Гюбнерит второй генерации имеет микро-игольчатый габитус; его иголочки хорошо распознаются лишь под микроскопом, невооруженным же глазом можно заметить лишь тончайшую сыпь или красновато-черную муть в кварце.



Фиг. 13. Кристалл гюбнерита (черное) раздроблен и зацементирован слюдой (S). × 26.
Ort — ортоклаз; Q — кварц.



Фиг. 14. Гюбнерит в срастании с шеелитом. × 40.
Ort — ортоклаз; Q — кварц; Sch — шеелит.

Он всегда ассоциирует лишь с низкотемпературным халцедоно-образным кварцем, в котором его иголочки образуют полосчатые скопления или же рассеянно разбросаны изолированными кристалликами в кварце, как это имеет место в халцедоновой жиле на Инкурском мысу.

Гюбнерит этой генерации распространен значительно менее первого, и большого практического значения он, конечно, не имеет.

Шеелит на коренном месторождении микроскопически был обнаружен в жилах № 3 и 4 в виде очень мелких бледножелтых вкрапленников в молочно-белом кварце, локализирующихся вокруг кристаллов гюбнерита.

При изучении шлихов (промытые дробленые пробы) выяснилось, что шеелит в очень небольшом количестве встречается во всех без исключения жилах.

В шлифе шеелит был обнаружен лишь в одном случае, в виде мельчайших зернышек, обрастающих крупные кристаллы гюбнерита.

Парагенетические взаимоотношения шеелита с гюбнеритом указывают на более позднее образование первого (фиг. 14).

Присутствующий в кварцевых жилах шеелит имеет слегка зеленоватую окраску с матовым шелковым блеском. В шлифе бесцветный, одноосный, оптически положительный, с высоким рельефом.

Заметных концентраций шеелита в жилах нигде не констатировано, и, очевидно, он встречается в них на изучаемом горизонте лишь в качестве незначительных акцессорий.

Изучение шлихов сбора 1932—1933 гг. показало, что шеелит в Цакирском районе Джиды имеет региональное распространение, но он совершенно еще не изучен, в то время как минерогеническая обстановка гюбнерита уже довольно ясна (гипотермальный жильный тип месторождения, дающий концентрации вольфрама промышленного значения). О шеелите известно лишь следующее: 1) в коренном залегании он встречается в рудных кварцевых жилах Джидинского м-ния в виде незначительной примеси, а также 2) в россыпях падей, удаленных друг от друга на десятки километров.

По внешнему виду этот шеелит белый, кремовый и отличается от шеелита коренных жил. В россыпях пади Маргын-Шено встречались кусочки шеелита размером до 1 см, так же как и в пади Инкур.

Таким образом, относительно генезиса шеелита Джидинских россыпных м-ний можно лишь высказать предположения, которые в основном сводятся к следующему:

1) Шеелит непосредственно связан с кварцево-гюбнеритовыми жилами, но приурочен к наиболее удаленным от гранитного массива периферическим частям жил, которые в настоящее время в большинстве уже смыты, и потому шеелит встречается главным образом в россыпях.

2) С кварцево-гюбнеритовыми жилами шеелит пространственно не связан и образует самостоятельную золото-шеелитовую формацию (типа Казакова, Шахтомы, Харги и др.).

3) Шеелит приурочен к контактовым зонам гранит-порфира и вмещающих известняков, как это, очевидно, имеет место в районе Сухого Ключа, впадающего в Маргын-Шено в 1 км от месторождения.

Молибденит встречается исключительно в районе жилы № 5 и присутствует в кварцевых жилах, кварцево-полевошпатовых и полевошпатовых, в мелких жилках преимущественно дымчатого и серого кварца, в кварцевом порфире с жилками дымчатого кварца и непосредственно в гранит-порфире, в виде отдельных спорадических вкрапленников. Большое развитие молибденита наблюдается в сильно измененных березитизированных сланцах, зажатых в контакте гранодиорита с гранит-порфиром, в западном конце жилы № 5. Здесь молибденит содержится в измененных сланцах в виде мелкой, густо вкрапленной присыпки, где мелкочешуйчатый молибденит быстро окисляется и образует молибденовые охры, благодаря чему сланцы нередко имеют рыхлое сложение и соломенножелтый цвет. Анализ такой породы, взятой из штольни № 1, показал вполне

промышленное содержание молибдена (данные читинской аналитической лаборатории).

Наблюдается следующая закономерность в распространении молибденита.

1. Он присутствует в многочисленных тонких и мощных кварцевых жилах с дымчатым и серым кварцем, образуя местами крупные скопления. Наибольший интерес представляют мощные кварцевые жилы с богатым содержанием молибденита, вскрытые разведочными выработками вблизи жилы № 5 на Гуджирском склоне.

2. В кварцево-полевошпатовых жилах с гюбнеритом изредка встречается вкрапленность молибденита, но можно отметить, что ассоциация эта для молибденита не характерна.

3. Полевошпатовые и полевошпатово-кварцевые (без гюбнерита) жилы включают местами богатую вкрапленность молибденита. Последний образует нередко крупные гнезда мелкочешуйчатых аггрегатов, срастающихся с крупнокристаллическим розовым и белым ортоклазом.

4. Мелкораспыленная вкрапленность в сильно измененных сланцах района жилы № 5.

5. Спорадическая вкрапленность в граните и гранит-порфире. Молибденит встречается в этой породе в виде довольно крупных (размером до 5 мм) листочков, расположенных розетками и пластинчатыми аггрегатами; наблюдались главным образом вблизи жилы № 5, но были случаи находок молибденита в граните и на значительном расстоянии от нее.

6. Наконец, тончайшая присыпка молибденита наблюдается по трещинкам и плоскостям отдельностей гранит-порфира и сланцев. В этих случаях молибденит встречается иногда в виде тонких (1—2 мм) жилочек, заполняющих трещину; чаще же образует налеты и примазки на плоскостях отдельностей этих пород.

Из перечисленных шести «типов» молибденового оруденения наиболее развиты первый, третий и четвертый; они заслуживают серьезного изучения и разведки, как промышленные объекты на молибден.

Пирит является космополитом среди рудных минералов Джидинского м-ния и присутствует как в рудных жилах, так и во всех без исключения боковых породах.

В процессах околожильного изменения боковых пород пирит, наравне со слюдкой, играет доминирующую роль. В метаморфических сланцах и гранодиорите вблизи жил он образует густую импрельяцию или же проникает по трещинам и заполняет их. В сланцах он проникает по плоскостям сланцеватости.

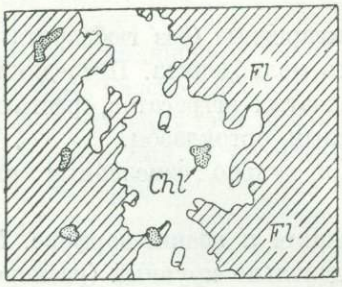
В рудных жилах определенной приуроченности пирита к какой-либо части их не наблюдается; пирит рассеян в виде неправильной вкрапленности в кварце без всякой закономерности.

Как во вмещающих породах, так и в рудных жилах пирит присутствует в стандартных формах куба, значительно реже встречается в комбинации куба с октаэдром и в пентагональных додэкаэдрах.

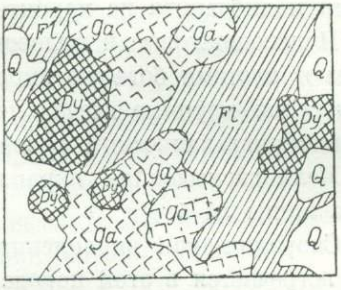
В полированном шлифе наблюдается в изометричных, эвгедральных зернах, в срастании с фальэрцем, галенитом, халькопиритом, которые являются по отношению к нему ксеноморфными.

Пирит Джидинского м-ния содержит золото, что следует из анализов сильно пиритизированной боковой породы.

Блеклая руда присутствует во всех рудных жилах месторождения в заметном количестве по сравнению с другими сульфидами. Ассоциирует



Фиг. 15. Срастание фальэрца (Fl) с серым кварцем (Q). Chl — халькопирит. Жила № 5. × 26.



Фиг. 16. Характер срастаний сульфидов в молочно-белом кварце (Q). Ру — пирит идиоморфен по отношению к фальэрцу (Fl) и галениту. × 26.

главным образом с молочнобелым и шестоватым кварцами; фальэрц образует с ними ровные границы срастаний в отличие от серого кварца, где линии швов этих двух минералов дают чрезвычайно извилистые очертания, что свидетельствует о более позднем внедрении фальэрца в дымчатосерый кварц (фиг. 15).

Галенит всегда наблюдается в срастании с пиритом, блеклой рудой, халькопиритом (фиг. 16). По отношению к пириту ксеноморфен, с блеклой рудой дает ровные границы срастаний. Наибольшее количество галенита (равно как и других сульфидных минералов) наблюдается в жилах Левинской и № 1, но и здесь содержание свинца не превышает 1%. В остальных жилах галенит образует спорадические вкрапленники всегда в срастании с сульфидами.

Сфалерит наблюдался в количестве лишь нескольких зерен в шестовато-зернистом кварце жилы № 1 в виде округлых вкрапленников (3—5 мм) коричневато-желтого цвета.

Халькопирит наблюдается сравнительно редко в мелких зернах, в срастании с блеклыми рудами, пиритом и чаще с галенитом.

Этим списком исчерпываются известные в настоящее время первичные минералы кварцевых жил Джидинского м-ния.

Широко распространенными минералами являются: кварц, ортоклаз, флюорит, пирит, гюбнерит, мусковит и жильбертит.

Менее распространенные, но образующие иногда большие скопления: родохрозит, молибденит, фальэрц.

Минералы, встречающиеся в заметном количестве: биотит, берилл, каолин, галенит, халькопирит, триплит.

Редко встречающиеся: шеелит, сфалерит, гранат, альбит.

Зона окисления

Зона окисления хорошо выражена в жилах № 1 и Левинской, залегающих в метаморфических сланцах в районе Гуджирки 1-й. Здесь окисленная зона находится, повидимому, на большой глубине, характеризуясь интенсивно развитыми процессами выщелачивания, и обусловливается следующими геологическими факторами: 1) высоким уровнем выходов жил № 1 и Левинской, 2) характером вмещающих пород, 3) вещественным составом рудных жил.

1. Жилы № 1 и Левинская значительно удалены от магматического рудоносного очага. В северо-западном конце Левинской жилы обнажаются выходы лишь краевой зоны гранит-порфиритов и, судя по характеру метаморфизма, гранит-порфир образует здесь со сланцами крутопадающий контакт. Следовательно, и жила Левинская и особенно жила № 1, залегающие в метаморфических сланцах, представляющих собой кровлю гранит-порфиров, составляют наиболее верхние части месторождения, еще уцелевшие от размыва и сноса. Эти жилы подверглись более длительному процессу выщелачивания циркулирующими фреатическими водами.

2. Циркуляции и проникновению атмосферных вод на большую глубину способствует трещиноватый характер вмещающих сланцев, а также и особенности литологического состава последних, заключающиеся в том, что устойчивые к размыву эффузивы, спилиты и туфы (исходный материал метаморфических сланцев) перемежаются с тонкими прослоями известняков и глинистых сланцев, менее устойчивых к деятельности нисходящих вод и являющихся теми путями, по которым воды проникают вглубь.

3. Наконец, специфические особенности минералогического состава рудных жил № 1 и Левинской также благоприятствуют интенсивному развитию явлений выщелачивания и окисления. Специфичность вещественного состава заключается в том, что здесь в большом количестве присутствуют родохрозит и сульфиды, легко окисляющиеся и выщелачивающиеся.

В других жилах, залегающих в гранит-порфирах и гранодиоритах, процессы окисления не столь ярко выражены.

В окисленной зоне жил № 1 и Левинской развиваются следующие минералы: малахит, лимонит, яшма, минералы группы каолина, псиломеланы и вады, пиролюзит, молибдит и тунгстит, халькозин, сурьмяно-мышьяковистые и другие охры.

Каолин развивается в виде землистых скоплений, большею же частью образует прекрасные псевдоморфозы по ортоклазу, замещая целиком первичный минерал. В таких случаях каолин плотный, белый или слегка буроватый, землистые же разности сильно загрязнены железистыми и марганцевыми охрами и окрашены в рыжие и бурые тона. Супергенный каолин сильно развит во вмещающих породах района жилы № 3; он развивается здесь на стенках трещин гранодиоритовых пород и перекрывает каолин гипогенного происхождения.

Малахит и *азурит* образуют налеты и землистые скопления на кварце, псиломеланах, лимонитах и других минералах. Образуются в результате окисления блеклых руд и медного колчедана.

Лимонит встречается в виде желваков и неправильных образований, а также дает натечные формы на стенках пустот жильного кварца, образовавшихся в результате выщелачивания карбоната и других менее устойчивых минералов.

Яшмовидный кремнезем встречен в подземной выработке жилы № 1 в виде неправильных желваков и натечных скоплений. Этот минеральный аггрегат появился в результате выпадения коллоидов SiO_2 из холодных водных растворов, богатых окислами кремния и железа, причем полосчатая текстура яшм свидетельствует о чередовании отложений кремнеземистых и железистых слоев.

Кроме полосчатой яшмы наблюдалась еще яшма сургучного цвета и пятнистая; пятнистость последней обусловлена концентрическими стяжениями железистого геля, застывшего в кремнекислой коллоидальной среде.

Псиломелан, *вады*, *пиролюзит*, нередко перемешанные с лимонитом, очень сильно развиты в окисленной зоне жил № 1 и Левинской. Образуются, главным образом, за счет разложения марганцевого карбоната-родохрозита и в меньшей мере — в результате окисления гюбнерита. Эти минералы образуют крупные сплошные скопления на месте разрушенного карбоната в виде черных землистых и плотных образований, получивших на месторождении название «горелого камня». В более плотных, неземлистых разностях отчетливо наблюдается пористость и решетчатая структура, образованная тонкими пересекающимися перегородками плотного псиломелана. Стенки этих решетчатых образований ориентированы параллельно ромбоэдрической спайности карбоната и являются, повидимому, наиболее ранним продуктом окисления родохрозита, в котором процесс разложения начинается вначале по трещинкам спайности; в результате образовывался устойчивый ромбоэдрический каркас псиломелана, ячейки которого

позднее заполнялись тонкоземлистой массой псиломелана, вада, железистой охры.

Землистые разности этих минералов в виде примазок и налетов оседают на стенках кварца, родохрозита, смешиваясь с каолинитами и железистыми охрами; загрязняют основную массу жильных минералов, маскируют (в забое) рудную вкрапленность гюбнерита и сульфидов. Иногда марганцевые окислы образуют изящные дендриты на стенках пустот, образованных шестоватыми призмами кварца. Марганцовые дендриты проникают по трещинкам спайности ортоклаза, отлагаются и на гранях кристаллов флюорита.

Сурьмяно-мышьяковые охры наблюдаются изредка в виде незначительных примазок, тонких зеленовато-желтых и белесоватых налетов на блеклых рудах как результат разложения последних.

Тунгстит встречается иногда в виде тонкоземлистых, лимонножелтых налетов на гюбнерите. В забоях подземных выработок тунгстит сильно маскируется железными и марганцовистыми охрами. Сколько-нибудь значительных масс не образует.

Молибдит имеет довольно большое развитие в районе жилы № 5, скопляясь в виде присыпки, налетов и сплошных землистых корочек на кварце, полевом шпате, и присутствует в рудных жилах (только в районе жилы № 5), а иногда и в гранит-порфире, как возникший в результате окисления молибденита.

Халькозин наблюдался лишь в одном случае, в полированном шлифе из жилы № 1, в виде расплывчатой каемки и тонких прожилков в фальэрце.

В зоне окисления из первичных рудных минералов наиболее устойчивым является безусловно гюбнерит, который довольно трудно поддается разрушающему действию таких окислителей, как кислород воздуха и атмосферная вода, однако, гюбнерит менее стойко противостоит воздействию кислотных вод, возникающих вследствие окисления сульфидов.

Явления выщелачивания гюбнерита наблюдались на глубине первого горизонта (30 м) в жиле № 1, где крупногнездовые скопления гюбнерита сильно обохрены; кристаллы гюбнерита разъедены, и иногда на месте кристаллов остаются лишь крупные, удлиненные пустоты, заполненные железисто-марганцовистыми охрами.

Из жильных минералов наименее устойчивым естественно является родохрозит, который очень быстро покрывается ржаво-черной коркой железисто-марганцевых окислов. Последние, постепенно проникая внутрь, замещают первичный минерал, часто с сохранением его внутренней структуры, как это уже упоминалось ранее.

Как чрезвычайно характерное явление для окисленной зоны жилы № 1, следует отметить интенсивное растворение и выщелачивание жильного

кварца, а также и механическое его разрушение как следствие растворяющего действия нисходящих вод. Явление это фиксируется наличием в зоне окисления ячеистого, ноздревато-пористого кварца; ячеистость его обусловливается не только выщелачиванием вкрапленников рудных минералов, но и растворением и выносом самого кварца. Об этом свидетельствует характер стенок пустот, неровно-зубчатое строение которых напоминает структуру тающего на ярком солнце снега или льда. Стенки этих пустот обычно покрыты тончайшей прикипной корочкой желтоватого, кремнисто-охристого и тонкопесчанистого налета. Сами же ячейки редко заполнены охрой, в отличие от тех пустоток и ячеек, которые образовались за счет выщелоченных сульфидов. Наконец, интересен факт механического разрушения кварца, опять-таки как результат разъедающего действия растворов, проникающих, повидимому, по волосным трещинам в массивный жильный кварц и производящих в нем механическую дезинтеграцию. В таких случаях, массивный с виду, кварц при малейшем к нему прикосновении рассыпается на мелкие куски и совместно с мелко разрушенным флюоритом образует сыпучую массу, чрезвычайно затрудняющую проходку подземных выработок.

Надо полагать, что разъедание кварца обусловливается не только наличием концентрированных щелочей и сильно действующих кислот, но происходит, главным образом, под влиянием образующейся в окисленной зоне фтористо-водородной кислоты, наличие которой здесь возможно как результат разложения присутствующего в большом количестве плавикового шпата.

Процесс образования плавиковой кислоты происходит по следующему уравнению:

$$CaF_2 + H_2SO_4 = CaSO_4 + 2HF.$$

Плавиковый шпат, вначале подвергающийся механическому разрушению, растворяется подземными водами, при этом кальций переходит в раствор, фтор же освобождается, образуя свободную плавиковую кислоту.

На глубине первых 30—35 м (на большей глубине наблюдений еще не было) процессы выщелачивания чрезвычайно сильно развиты, в результате чего в жильном теле образуются громадные пустоты и пещеры, как это имеет место в юго-западном зальбанде жилы № 1, где огромная пустота, достигающая в некоторых местах ширины 1 м, вытягивается вдоль жильного тела на десятки метров. Сыпучесть разъеденного кварцево-флюоритового материала, слагающего их стенки, способствует непрерывному увеличению этих пустот.

Поведение отдельных элементов в окисленной зоне представляется в следующем виде:

1. Вольфрам, несмотря на значительную устойчивость по отношению к реагентам окисленной зоны, частично растворяется, и некоторая доля

вольфрамовой кислоты распыляется и рассеивается во вмещающих породах вместе с циркулирующими водами.

2. Золото, связанное главным образом с пиритом и другими сульфидами, освобождаясь при растворении последних, в зоне окисления находится, повидимому, в растворенном состоянии благодаря присутствию марганцовистых растворов и сульфата окиси железа [$Fe_2(SO_4)_3$]; последние развиваются в результате окисления родохрозита и пирита и, как известно, удерживают золото в растворе.

Поэтому возможно, что в верхних горизонтах окисленной зоны вопреки обычному будет очень мало золота. Оно, вероятно, выпадает из растворов значительно ниже, при соприкосновении их с неокисленными, первичными минералами, где сульфат окиси железа переходит снова в сульфат закиси [$FeS_2 + Fe_2(SO_4)_3 = 3FeSO_4 + 2S$], который способствует осаждению золота из раствора (Берг).

3. Серебро и медь также спускаются ниже и концентрируются в зоне цементации, которая, надо полагать, присутствует в некоторых жилах Джидинского м-ния (жилы № 1 и Левинская), на что указывает наличие в них сравнительно хорошо выраженной зоны выщелачивания.

Глубоко ли спускается окисленная зона, сказать сейчас трудно, но, как видно из изложенного выше, налицо имеются все предпосылки к тому, что зона окисления в жилах типа 1-й и Левинской достигает значительной глубины.

Зональность рудных жил

Первичная зональность

В пространственном распределении различных по составу жил намечается некоторая закономерность, выражающаяся в том, что вблизи рудоносного очага концентрируются жилы, вещественный состав которых отвечает более высоким температурам образования, наоборот, жилы, значительно удаленные от гранит-порфиров, содержат соответственно и более низкотемпературные минералы.

Примером первого случая может служить жила № 5, залегающая в самом гранит-порфире и имеющая в своем составе дымчатый и серый зернистый кварц (высокотемпературная генерация), ортоклаз, молибденовый блеск, берилл, триплит; для второго случая характерны жилы № 1 и Левинская, прорезающие метаморфические сланцы и содержащие такие минералы, как карбонат, друзовый и халцедонообразный кварцы, микроигольчатый гюбнерит, кристаллизующиеся при более низких температурах, чем упомянутые берилл, молибденит, триплит.

Таким образом, по мере удаления от гранитного тела, вещественный состав рудных жил меняется соответственно понижению температуры кристаллизации выпадающих из раствора компонентов. В результате на-

мечается как бы некая «горизонтальная» зональность, согласно которой в гранит-порфирах трудно ожидать наличия карбонатных жил, в сланцах же едва ли можно встретить берилл или триплит.

Что касается вертикальной зональности, т. е. изменения вещественного состава каждой жилы с глубиною, то в отношении этого актуальнейшего вопроса, имеющего большое значение для оценки месторождения, прямых наблюдений нет. Думается, что здесь можно проводить аналогию между вертикальной и «горизонтальной» зональностью. Верхние части жил, как наиболее удаленные от материнских пород, будут соответствовать отдаленным, залегающим на периферии жилам.

В настоящее время в большинстве случаев мы имеем дело, повидимому, с относительно верхними частями жил. Об этом свидетельствует тот факт, что все известные в настоящее время жилы расположены на водораздельном гребне, гипсометрически представляющем собой наибольшую возвышенность среди окружающей местности. Из всех известных жил наиболее эродирована жила № 5, вещественный состав которой уже заметно отличается от остальных жил наличием высокотемпературных минералов, и не случайно в ней содержатся такие минералы, как берилл и триплит.

Поведение же вольфрамита, как в отношении своего состава, так и характера распределения в жильном теле, во всех жилах выдержанно и постоянно. Существующий взгляд на гюбнерит, как на определенный температурный показатель вольфрамовых месторождений (Тетяев, 1918), который присутствует лишь в верхних зонах месторождения и с глубиною должен уступить место фербериту, на Джидинском м-нии не найдет своего подтверждения.

Выше уже приводились анализы двух наиболее различных между собою разностей гюбнерита, образовавшихся в различных условиях, но тождественных по химическому составу. В жиле, выходящей на поверхность на дне долины левой вершины Инкура и расположенной на 300 м ниже жилы № 4, содержится обычный для месторождения гюбнерит, ничем не отличающийся от гюбнерита остальных жил. Наконец, богатейшие россыпные месторождения прилегающих речек, [1] откуда уже добыты сотни тонн чистого концентрата, содержат исключительно гюбнерит (если не считать ничтожнейшей примеси шеелита), — как показали и шлиховой и химический анализ технических и валовых проб, неоднократно испытывавшихся в лабораториях Государственного института редких металлов в Москве и, кроме того, в Иркутске.

Еще более разительный пример представляет собой тот факт, что и в других очагах вольфрамового оруденения на Джиде (например, Булуктаевское м-ние, Желтуринский район), удаленных от описываемого месторо-

[1] См. ниже «Россыпные месторождения гюбнерита».

ждения на сотни километров, в качестве вольфрамового минерала присутствует гюбнерит. Причина исключительного развития гюбнерита на Джиде заключается, повидимому, в природе самих металлоносных магм.

Что касается возможности развития сульфидов с глубиною, как это имеет место в некоторых вольфрамсодержащих месторождениях, то здесь как будто намечается так называемая «прямая» зональность, т. е. сульфиды развиваются, главным образом, в верхних низкотемпературных частях жильного тела, что явствует из примера жил № 1 и Левинской, в которых сульфидизация заметнее, чем в остальных жилах.

Окисленная зона описана в предыдущей главе, здесь же отмечу лишь, что, поскольку в некоторых жилах существует довольно хорошо выраженная зона окисления и выщелачивания, на известной глубине весьма вероятно наличие зоны цементации, где возможна вторичная концентрация таких металлов, как серебро, медь и, быть может, золото.

Влияние окисленной зоны на степень концентрации вольфрамовой кислоты в рудных жилах сказывается отрицательно вследствие главным образом механического рассеивания вольфрамовых охр, образующихся в этой зоне. Но, принимая во внимание большее противодействие гюбнерита окислению, утечка WO_3 едва ли сильно ощутима и на подсчете запасов она отразится слабо.

Околожильные изменения вмещающих пород

Как уже было сказано ранее, в момент образования рудных жил восходящие растворы оказывали сильное воздействие на окружающие породы. Поэтому рудные жилы всегда сопровождаются то бóльшим, то мéньшим (в зависимости от мощности и характера жилы) ореолом ослюденелых и вообще сильно измененных боковых пород.

Это обстоятельство является одним из лучших поисковых признаков, прекрасно оттеняющим рудные вольфрамовые жилы от «пустых» кварцевых, довольно часто встречающихся в районе среди палеозойской метаморфической толщи и являющихся кислыми дериватами более древних пород.

Преобразование вмещающих пород выражается в ослюденении, пиритизации, эпидотизации, флюоритизации, хлоритизации, каолинизации. Все это вместе взятое характеризует преимущественно гидротермальную деятельность метаморфизующих агентов. Привнос в боковые породы OH, F, SiO_2, S был обусловлен восходящими глубинными термами, несущими вольфрамовое и молибденовое оруденение. Так как рудные жилы располагаются в гранит-порфирах и гранитах, гранодиоритах, метаморфических зеленых сланцах (рассланцованные эффузивы), то околожильное изменение каждой из этих пород рассмотрим особо.

1) Зеленые сланцы, образовавшиеся в результате рассланцевания и метаморфизации эффузивных и жильных порфиритов и порфиров, вблизи

рудных жил испытывают резкое изменение состава и морфологического облика. Эти преобразованные гидатометаморфизованные породы весьма сходны с околожильными породами, описанными В. В. Никитиным, А. П. Заварицким и др. под названием «березиты» из окрестностей Березовского и Благодатного рудников на Урале. Этим термином мы и обозначаем околожильно-измененные сланцы и эффузивы Джидинского м-ния. Макроскопически они выглядят светлозелеными, желтоватыми и светлыми породами плотного сложения, с густой вкрапленностью пирита. Последний равномерно рассеян по всей массе породы в виде мелких зерен, в большинстве случаев хорошо ограненных, преимущественно в виде кубиков, реже в виде пентагональных додекаэдров. По мере удаления от жильного тела, интенсивность импрeньяции пиритом сначала постепенно, а затем резко падает. Уменьшение пиритизации идет параллельно уменьшению степени изменения в окраске и в вещественном составе березита, и, таким образом, между зелеными сланцами и типичными березитами существуют постепенные переходы.

Под микроскопом постепенное изменение выражается в том, что в промежуточных разностях хлорит чередуется с серицитом, кварц раздроблен и превращен в «очки», полевой шпат также раздроблен и перемешан с новообразовавшимися минералами.

Наиболее измененные разности сланцев, т. е. типичные березиты, состоят из аггрегата серицита, кварца, флюорита и пирита с катакластической структурой и сланцевой текстурой.

В коре выветривания березиты быстро подвергаются действию воды и воздуха и превращаются в плотную, иногда рыхлую массу каолинизированной и алунитовой породы, чему в значительной мере способствует разлагающее действие H_2SO_4, содержащейся в растворах, вследствие окисления и выщелачивания пирита из березитовых пород.

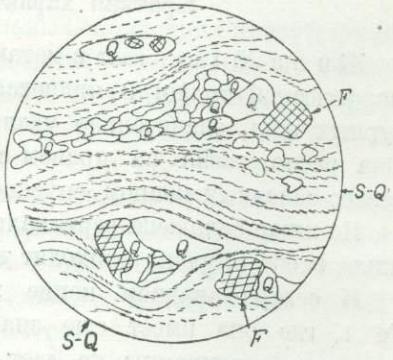
Кроме того сильно трещиноватые и раздробленные вблизи жил метаморфические сланцы в зоне выветривания нередко пропитаны лимонитом, окислами марганца, опаловидным кремнеземом. Вадозные воды, оказывая разрушающее действие на рудные жилы, обогащаются соединениями железа, марганца, кремнекислотой и, проникая по трещинам в боковые породы, отлагают на стенках бурые окислы железа, псиломеланы и вады, пропитывают и цементируют наиболее рыхлые разности вмещающих пород.

2) Околожильные изменения в гранит-порфирах, кварцевых порфирах и гранитах выражаются в серицитизации, пиритизации, флюоритизации, а вблизи наиболее мощных жил образуются типичные кварцево-слюдистые грейзены. Вообще же интенсивность околожильного изменения в этих породах значительно меньшая по сравнению с метаморфическими зелеными сланцами и гранодиоритами, а иногда изменение и вовсе отсутствует, как это имеет место на некоторых участках жилы № 5.

Серицитизации подвергаются полевые шпаты порфировидных выделений, в которых серицит развивается в виде кучных аггрегатов, поражая отдельные участки идиокристов. В мелкозернистой массе серицит тонко рассеян среди кварцево-полевошпатового материала, иногда наблюдаются также вкрапленники флюорита. Пирит обильно развивается вблизи зальбандов жил, а иногда образует обильную вкрапленность и в более удаленных местах на расстоянии 30—40 м от жилы.

3) Околожильные изменения гранодиоритов выражаются в образовании кварцево-слюдистых и кварцево-слюдисто-флюоритовых грейзенов, в эпидотизации, каолинизации и в меньшей степени хлоритизации. Вблизи мощных жил развивается зона грейзенов, состоящих из кварца, флюорита и пирита. Среди грейзенов можно выделить следующие разности, различающиеся, главным образом, структурно-текстурными особенностями:

а) Крупнозернистый грейзен нормального облика, состоящий из волнисто угасающих зерен кварца и листоватой слюды — мусковита зеленоватого и желтоватого цвета с жемчужным блеском; слюда иногда развивается в виде розеток и веерообразных листочков. Нередко в таком грейзене содержится фиолетовый флюорит и кубы пирита.



Фиг. 17. Кварцево-слюдистый и флюоритовый грейзен из района жилы № 4. × 60.
Q — кварц, F — флюорит, S — Q — мелкозернистый аггрегат.

б) Сланцевато-чешуйчатый, с преобладающим развитием грубочешуйчатого зеленоватого мусковита, листочки которого ориентированы в одном направлении, благодаря чему порода приобретает сланцеватый облик (фиг. 17). Этот грейзен Г. С. Левиным ошибочно был принят за милонит, т. е. породу, образовавшуюся в результате тектонических проявлений, что послужило ему одним из поводов предполагать о наличии постминеральных сбросов в районе месторождения.

Макроскопически это — светлая и светлозеленоватая, с жемчужным отблеском сланцеватая порода, состоящая из слюды и кварца; в меньшей степени в ее сложении принимают участие флюорит, который в некоторых местах образует значительные скопления, и вкрапленники пирита в виде мелких кубов. При окислении пирит, выщелачиваясь, оставляет пустоты, вследствие чего порода приобретает ячеистый облик.

в) Плотная, легко царапающаяся ножом порода, просвечивающая в краях светлозеленого оттенка, мылоподобная по своей консистенции, развивающаяся среди гранодиоритов района жил № 3 и 4, вблизи заль-

бандов рудных тел. Эта порода по своему минеральному составу, распознаваемому лишь под микроскопом, может быть также отнесена к категории грейзенов. Она состоит из микроскопически тонкого аггрегата кварца, слюды (серицита), флюорита и более крупных (порядка ½—2 мм) зерен пирита. При выщелачивании последнего атмосферными и подземными водами порода вследствие действия сульфатов и серной кислоты обесцвечивается и становится пористой и рыхлой.

Характерным моментом в процессе окисления грейзенов является интенсивное развитие каолина в зоне окисления.

Краткая характеристика некоторых жил

Жила № 1 залегает в метаморфических сланцах зеленокаменной метаморфической толщи и является представительницей типа низкотемпературных жил, значительно удаленных от материнского гранитного очага. Она расположена на правом склоне Гуджирки, на сопке «Гуджирка», и северо-западным концом спускается по пологому склону Ивановской пади.

На жиле заложена вертикальная шахта, из которой на глубине 30 м по жиле в обе стороны проходят штреки.

В северо-западном конце жила подсечена магистральной канавой № 1, где она имеет еще значительную мощность и никаких признаков к выклиниванию не дает. Далее по простиранию жила не прослеживалась.

В юго-восточном же конце в последней продольной расчистке жила выклинивается до тонкого проводчика и в конце расчистки теряется. Однако трудно предположить в этом месте окончательное выклинивание жилы. Вероятнее всего, здесь имеет место обычное для этой жилы явление пережима или разветвления жильного тела и ответвления главного ствола жилы в сторону.

Жила имеет северо-западное простирание с преобладающим азимутом СЗ 310°, последний колеблется от СЗ 300° до СЗ 320°; и крутое, почти вертикальное падение, колеблющееся от 80° СЗ до 90°.

Она характеризуется невыдержанностью мощности по простиранию; в ней имеют место мощные раздувы до 2 м и пережимы, измеряемые несколькими сантиметрами. Кроме того, жила склонна к разветвлению.

Вещественный состав жилы № 1 несколько отличен от состава преобладающего количества жил и представлен следующими минералами: кварц, преимущественно низкотемпературный — сливной, шестоватый, друзовый и халцедонистый, родохрозит, флюорит, ортоклаз, мусковит.

Из рудных минералов присутствуют: гюбнерит, галенит, халькопирит, пирит, блеклые руды, сфалерит. Жила окислена до глубины 30 м (глубже

наблюдений еще не было). Вторичные минералы в зоне окисления представлены малахитом и азуритом, лимонитом, каолинитом, различными охрами. Сильно развиты псиломелан, вады, пиролюзит.

Распределение гюбнерита в жильном теле неравномерное и непостоянно в отношении приуроченности его к какой-либо части жилы.

Гюбнерит представлен крупнокристаллическими формами и микроигольчатой разностью. Последняя приурочивается к халцедонообразному и массивному кварцу. Крупные кристаллы гюбнерита образуют большие гнезда как в шестовато-призматическом кварце, так и в родохрозите. Мелкокристаллические иголочки гюбнерита образуют многочисленные скопления в халцедонообразном кварце, располагающиеся полосами вдоль боковых ограничений жильного тела.

Помимо гюбнерита в жиле № 1 в значительных скоплениях присутствуют пирит, фальэрц, галенит и в меньшем количестве — халькопирит. Сфалерит встречен в количестве лишь нескольких зерен. Содержание меди и свинца по четырем валовым пробам из штреков (глубиной 30 м): Pb — от 1.05 до 0.10%; Cu — от 0.15 до 0.30%.

В жиле № 1 содержится золото и серебро. Золото содержится, повидимому, в пирите, судя по тем анализам, которые устанавливают присутствие его в сильно пиритизированных околожильных породах. Серебро связано, очевидно, с блеклыми рудами и галенитом (анализу подвергались пробы, содержащие эти минералы в заметном количестве).

Содержание вольфрамовой кислоты в жильной массе промышленное.

Текстура жилы отчетливо поясовая, обусловленная послойным чередованием друзовидного, гребенчатого кварца и сплошных масс родохрозита, флюорита и сливного кварца.

Друзово-шестоватый кварц в виде вытянутых призм с пирамидальными окончаниями приурочивается главным образом к зальбанду висячего бока и протягивается почти сплошной полосой шириною от 15 до 25 см. При этом нарастание кварца происходило с двух сторон, в результате чего в зальбанде висячего бока наблюдается развитие хорошо образованных кристаллов кварца, длиннопризматического габитуса (размером 3.5—10 см) с шестигранными пирамидками на конце, обращенными навстречу друг другу и расположенными перпендикулярно к стенкам нарастания.

Средина жильного тела заполнена также шестоватым кварцем, отдельные кристаллы которого расположены здесь более тесно и в более беспорядочной ориентировке; плоскости ограничения этих кристаллов при срастании образуют многочисленные пустотки. Иногда шестоватый кварц сменяется еще более низкотемпературным халцедонистым кварцем мелкозернистой структуры, с микроскопическими кристалликами гюбнерита.

Процессы окисления интенсивно развиты на первом горизонте жилы № 1 и выражаются в выщелачивании как жильных, так и рудных минералов.

Образованию вторичных пустот-пещер окисленной зоны в большой мере способствовали многочисленные первичные пустоты, в изобилии присутствующие в жиле № 1 и благоприятствующие проникновению вадозных вод.

В результате окисления родохрозита развиваются псиломеланы, пиролюзит и вады. Лимониты образуются за счет сульфидов, ортоклаз дает псевдоморфозы каолинита.

Кварц и флюорит нередко механически разрушены и образуют рыхлый, сыпучий материал, смешанный с железистыми, марганцовистыми и вольфрамовыми охрами.

Жила № 24 (Левинская). Левинская жила подобно жиле № 1 относится к низкотемпературному типу и залегает в метаморфических сланцах, простираясь почти параллельно жиле № 1 (в 100 м от нее). Азимут простирания колеблется от 310 до 340° СЗ; угол падения 80—90°.

Жильные минералы представлены кварцем (те же разновидности, что и в жиле № 1), родохрозитом, флюоритом, мусковитом, биотитом и жильбертитом, полевым шпатом.

В жиле отчетливо намечаются две генерации: 1) более ранняя полевошпатовая и 2) более поздняя кварцево-карбонатная.

Полевошпатовая часть жилы приурочивается к зальбанду висячего бока, содержит довольно богатую вкрапленность крупноигольчатого гюбнерита, а также биотит. Сульфиды присутствуют в заметном количестве: главным образом пирит, халькопирит, фальэрц. В генетическом отношении Левинская жила является аналогом жилы № 1.

Жила № 3. Она залегает в сильно измененных и нарушенных гранодиоритах, грейзенизованных вблизи жилы, прорезанных дайками гранит-порфиров и сетью мелких кварцевых, кварцево-слюдисто-гюбнеритовых жилок. Простирание СВ 80—75°, угол падения 55—65° на ЮВ.

Жильный минерал представлен преимущественно белым и водяно-прозрачным кварцами и довольно редкими ортоклазом и флюоритом.

Жильное тело отличается весьма своеобразной текстурой, заключающейся в том, что жильный кварц тонко расслоен строго параллельно боковым ограничениям жилы. Продольные плоскости отдельностей или «зеркала скольжения» кварца иногда слегка сгофрированы и всегда покрыты жирноватым налетом белесого, тонкочешуйчатого жильбертита, в результате чего жила № 3 приобретает характерную текстуру «слоеного пирога». Жильбертит присутствует здесь как несомненно более поздний минерал, развивающийся в результате повторных подвижек, ориентированных вдоль плоскости жилы. Эти подвижки являются затухающими отголосками тех основных тектонических движений, которые обусловили пути проникновения минеральных растворов и самую форму рудного тела жилы № 3.

Повторные подвижки сопровождались притоком новых порций растворов, отлагавших следующую генерацию кварца и гюбнерита.

Жила № 3 включает две генерации гюбнерита и характеризуется равномерным его распределением. Гюбнерит в виде среднезернистой равномерно-рассеянной вкрапленности наблюдается по всему жильному телу (первая генерация гюбнерита). Гюбнерит второй генерации образует ленточные и полосчатые выделения, приуроченные к плоскости подвижек ранее образовавшегося кварца.

Жила № 5 пересекает гребень водораздела между падями Инкур и Гуджирка, залегая западнее жилы № 1 в 800 м.

Жила залегает в гранит-порфире и лишь в западной части вступает в сильно измененные и нарушенные сланцы, зажатые в контакте гранит-порфиров с гранодиоритом.

Простирание СВ 80°, угол падения 90° с отклонениями в ту и другую сторону около 10°.

Жила № 5 представляет собой минерализованную тектоническую трещину в гранит-порфире. При этом гранит-порфир реагировал на проявление тектонических движений как вполне затвердевшая монолитная масса, дававшая системы трещин с преобладающим простиранием последних в широтном направлении.

В гранит-порфире жила довольно постоянна в смысле мощности, простирания и падения, и лишь в разносе №3, на вершине водораздела, она резко обрывается, оставляя в прежнем направлении тонкий проводничек. Сама же жила отклоняется сбросовой трещиной на 1.5 м на юг, где снова продолжается в прежнем простирании. Однако перемещение главной трещины здесь произошло еще до ее минерализации, и минеральные растворы, встретив на своем пути поперечную трещину, воспользовались и ею; жила, таким образом, имеет в этом месте небольшой коленчатый перегиб.

Толкование Г. С. Левина о сброшенности жилы № 5 в постминеральную фазу отпадает, на что указывает также и факт отсутствия каких-либо следов подвижек и нарушений.

То же самое наблюдается и в западной части, где жила, вступая в зону сильно раздробленных сланцев, начинает ветвиться, дает апофизы и раздувы, вследствие заполнения рудными растворами ранее намеченных трещин.

Жила № 5, залегая в материнских гранитах, представляет собой наиболее высокотемпературный жильный тип месторождения. Ее слагают следующие минералы: розовый ортоклаз, почти сплошной полосой протягивающийся вдоль южного зальбанда жилы и представляющий собой раннее жильное образование. К полевошпатовой части жилы приурочивается главная масса гюбнерита, обособляющегося вблизи зальбанда или же образующего густую рассеянную вкрапленность среди полевошпатовой массы.

Основная же масса жильного тела сложена серым кварцем с редкими вкраплениями гюбнерита, который иногда образует крупные гнезда.

Из рудных минералов изредка встречаются небольшие гнезда пирита в срастании с фальэрцем, галенитом, халькопиритом. Эти минералы присутствуют в жиле № 5 в значительно меньшем количестве, чем в жилах № 1 и Левинской.

В кварцево-полевошпатовом материале жильного тела часто встречаются ксенолиты боковых пород, достигающие иногда значительных размеров — до 0.25—0.60 м в диаметре; при этом ксенолиты гранит-порфира совершенно не изменены; сланцы же нацело превращены в слюдисто-кварцевый аггрегат.

Ж и л а № 4. Она расположена в западной части месторождения, на водораздельном хребте Инкур—Халтосон. Вмещающими породами являются сильно измененные гранодиориты, контактирующие со штоком гранит-порфира и прорезаемые жильным гранит-порфиром, жилами кварцевого порфира, лампрофирами. Тут же нередко встречаются крупные (порядка десятка метров) ксенолиты глубоко измененных (березитизированных) сланцев.

Вдоль жилы тянется мощный ореол околожильно-измененных пород — слюдисто-флюоритовых грейзенов и березитов. Ширина ореола достигает почти 100 м. При этом необходимо отметить, что околожильное изменение боковых пород произошло не только за счет самой жилы № 4, но обусловлено кроме того воздействием менее мощных жил и многочисленных мелких рудных жилок, широко развитых вблизи названной жилы.

Минералогический состав жилы: в основном крупнозернистый и сливной молочнобелый кварц «торцовой» структуры; примесь флюорита незначительная; слюдка; в заметном количестве присутствует розовый ортоклаз. Наблюдается спорадическая вкрапленность и небольшие гнезда пирита, галенита, фальэрца, халькопирита в тесном срастании друг с другом. Характерной особенностью жилы № 4 является резко гнездовое распределение гюбнерита в жильном кварце. Гюбнерит образует преимущественно крупные кристаллы, достигающие размера 20—30 см и более, скопляющиеся в виде крупных гнезд, и лишь изредка встречается небольшими изолированными зернами среди молочнобелого кварца.

С поверхности при первоначальной расчистке по жиле наблюдаются время от времени очень крупные гнезда гюбнерита. Эти обогащенные участки встречаются, однако, не часто и чередуются с участками протяженностью в 3—5 м почти пустого кварца. Такое же явление наблюдалось и при проходке наклонного шурфа: до глубины 6 м гюбнерит встречался в кварце довольно часто, с глубины же 6 м до конца шурфа (глубина 10 м) проходка по жиле обнаружила пустой кварц.

Вследствие указанных причин в настоящее время с поверхности жила производит впечатление крайне убогой; она забракована и не разведывается.

По существу же для отрицательной оценки этой жилы пока нет никаких данных, и, поскольку по условиям залегания, вещественному составу жила № 4 аналогична другим жилам с высоким содержанием WO_3, она заслуживает серьезного опробования и изучения на глубине.

Молибденовые жилы. В 1935 г. на Гуджирском склоне в районе жилы № 5 разведочными выработками вскрыто несколько мощных жил с молибденовым оруденением, в которых гюбнерит отсутствует или же встречается как исключение. Жилы лишь частично вскрыты поверхностными выработками и на глубину еще не изучались.

С поверхности жилы окислены и рудный минерал-молибденит сильно выщелочен, благодаря чему жильное тело представлено сильно пористым кварцем с примазкой молибдита и многочисленными чешуйками молибденита. Но и в этой выщелоченной массе наблюдается богатое молибденовое оруденение.

Минералогический состав молибденовых жил представлен серым сливным и пористым кварцами, молибденитом, молибдитом (в окисленной зоне), ортоклазом, гранатом. Последний встречен в количестве нескольких зерен. Молибденит представлен мелкочешуйчатой разностью. В полевошпатовых участках встречается и крупнолистоватый молибденит.

Пристального внимания заслуживают многочисленные мелкие рудные жилки, иногда на 90% состоящие из гюбнерита, пересекающие вмещающие породы в районе жил № 3 и 4 и на Инкурском мысу. Жилки эти маломощны (порядка 0.5—1—2 см). Обычно вдоль плоскостей ограничения окаймлены слюдяной оторочкой. Жильный минерал — кварц замещается иногда почти нацело зеленоватой слюдой, и в таких случаях обычно наблюдается явление метасоматоза. Как правило, жилки богаты гюбнеритом. Иногда они образуют густую сеть, создавая во вмещающих породах подобие штокверка. Маломощные жилки, благодаря своей многочисленности и богатой насыщенности гюбнеритом, сыграли большую роль в образовании богатейших вольфрамоносных россыпей Джидинского м-ния.

О ГЕНЕЗИСЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

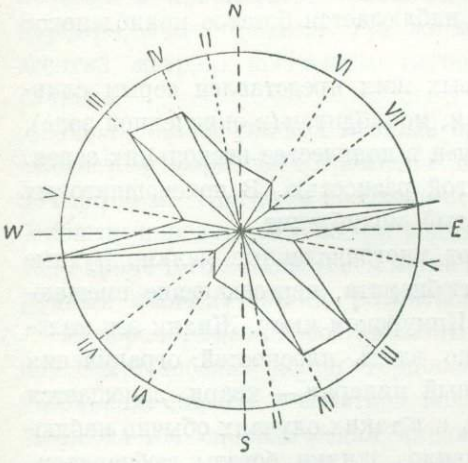
Тектоника месторождения и природа жильных трещин

Структурные особенности района месторождения определяются следующими тремя основными моментами:

1. Наличием толщи метаморфических пород, непостоянного и пестрого литологического состава, вследствие перемежаемости осадочных пород с зеленокаменными изверженными породами. Толща сильно дислоцирована с преобладающим направлением простираний СЗ — ССЗ и очень крутым падением на ЮЗ. Примыкающий с запада массив гранодиоритовых

пород образует с метаморфическими породами крутопадающий, эруптивный контакт. Внедрение его в метаморфическую толщу обязано проявлению крупных тектонических движений, обусловивших северо-западную складчатость района.

2. Последующие отголоски этих движений создали ряд тектонических трещин того же направления, как в осадочно-эффузивной толще, так и в самих гранодиоритах. Ими воспользовались дифференциаты гранодиоритовой магмы, образовавшие многочисленные лампрофировые жилы, локализующиеся преимущественно вдоль контакта с метаморфической толщей. Наступивший вслед за этим относительно длительный период покоя позволил денудирующим агентам интенсивно развить свою работу смыва, и к моменту следующих проявлений дизъюнкций на дневную поверхность были выведены уже значительно глубокие части гранодиоритового массива.



Фиг. 18. Румбическая диаграмма систем трещин и жил Джидинского м-ния.

3. Наконец, третий, наиболее решающий момент, предопределивший собой основную металлогению района, — это наличие «молодых» тектономагматических проявлений, выразившихся в образовании тектонических трещин СВ и широтного простирания, которые явились путями проникновения к поверхности кислых металлоносных магм.

В районе месторождения эти тектоно-магматические движения фиксируются наличием тектонических, впоследствии оруденелых трещин и присутствием куполообразного штока гранит-порфира (в более нижних частях переходящего в нормальный среднезернистый гранит), который образует с вмещающими гранодиоритами и сланцами очень пологий контакт и на периферии дает многочисленные жильные ответвления кварц-порфиров и кварцевых рудных жил.

На фоне этих положений, являющихся решающими в тектонике месторождения, попытаемся разобрать природу имеющихся в районе трещин, которые не только служили путями восхождения рудоносящих терм, но обусловили и самую форму рудных тел.

Из числа имеющихся замеров трещин в районе месторождения намечаются семь систем последних (см. табл. 8).

Как видно из прилагаемой румбической диаграммы (фиг. 18), наибольшее количество трещин локализуется в СЗ — СВ квадрантах, где напра-

Таблица 8

Системы трещин	Азимуты простирания ± 10°	Число случаев в						Характер трещин и минерализация
		метаморфической толще	гранодиоритах	кварцевых жилах	гранит-порфирах	кварц-порфирах и фельзитах	Всего	
I	СВ 80°	21	22	34	12	8	97	Крутопадающие, открытые и минерализованные рудными кварцевыми жилами
II	СЗ 350°	19	7	6	6	7	45	Крутопадающие и пологопадающие, закрытые и притертые. Слабо выражены.
III	СЗ 310°	45	31	—	2	1	79	Крутопадающие, частично минерализованные, приуроченные преимущественно к плоскостям слоистости и рассланцеванию метаморфических пород.
IV	СЗ 335°	18	8	—	1	—	27	Крутопадающие, хорошо выраженные, частично минерализованные (тектонические).
V	СЗ 280°	5	11	7	5	3	31	Преимущественно пологопадающие, не минерализованные.
VI	СВ 30°	12	9	1	15	3	40	Открытые и закрытые, крутопадающие, частично минерализованные.
VII	СВ 60°	6	8	—	3	—	17	Слабо выраженные, круто- и пологопадающие.

вления трещин колеблются в широких пределах. Наоборот, сразу же бросается в глаза резко индивидуализированная I система трещин, СВ — СЗ квадранты, с наибольшим числом наблюдений.

Системы III, IV, VII являются «древними» трещинами, так как они образовались еще до проявления молодых тектонических движений, как

результат палеозойской северо-западной складчатости. Из них системы III и IV послужили проводящими каналами как для магматических масс (кварцевые порфиры), так и для восходящих терм, при этом трещины III системы приурочены к плоскостям слоистости и рассланцевания метаморфических пород, в которых направление слоистости (смена литологически различных прослоев) и направления рассланцевания — совпадают.

VII система трещин фиксируется с трудом и как проводник восходящих растворов, повидимому, роли не играла.

Происхождение систем трещин I, II, V, VI обусловлено проявлением дислокаций более позднего тектономагматического цикла, и из них решающую роль в оруденении района сыграли трещины широтного и СВ $80\pm10°$ простирания (I система трещин). Это типичные тектонические трещины преимущественно крутопадающие, но с довольно большим колебанием угла падения — от 90 до 55° на С и СВ — с совершенно гладкими, ровными стенками, по простиранию хорошо выдерживающиеся на сотни метров. Эти трещины наблюдаются во всех породах всего района.

VI система трещин образует с системой I угол около 45°, трещины этого направления довольно хорошо выражены, частично минерализованы и являются по отношению к I системе трещин диагональными. Системы трещин: V — пологопадающая и II — закрытая и притертая, в минерализации месторождения, повидимому, не участвуют.

Из перечисленных трещин наиболее распространенными являются следующие:

I — трещины открытые (позднее минерализованные), параллельные направлению тектонических зон,

VI — диагональные к первым, закрытые и открытые,

II — перпендикулярные к первым, закрытые и притертые,

V — пологопадающие, перпендикулярные вертикальной нагрузке.

Формирование рудных жил

Из предыдущих глав с достаточной очевидностью вытекает, что источником оруденения явилась гранитная магма более позднего вулканического проявления, застывшая на сравнительно небольшой глубине и давшая серию гипабиссальных кислых пород в форме куполообразных залежей, в неправильных штоках гранит-порфира, в виде даек кварцевых порфиров, фельзитов, гранит-порфиров.

Магма гранит-порфировой интрузии отличалась повышенной металлоносностью и содержала в достаточном количестве такие элементы, как вольфрам, молибден, марганец, фтор, сера, бериллий, и менее распространенные — медь, свинец, золото, серебро.

Условия при застывании, повидимому, были крайне благоприятны для дифференциации этого сложного расплава и концентрации тяжелых метал-

лов и их летучих соединений. Последние вместе с избытком кремнекислоты внедрились в земную оболочку значительно позже, когда основная масса гранита представляла собой уже вполне застывшее твердое тело.

Забегая несколько вперед, остановимся на характеристике этих рудных эманаций. В первую очередь здесь должны быть подчеркнуты два основные момента, создающие некоторое своеобразие Джидинского м-ния и тем самым выводящие его из ряда стандартных жильных месторождений вольфрама: это, во-первых, исключительная роль марганца и соответственно подчиненное значение железа и, во-вторых, заметное присутствие серебра и золота, сравнительно редких в типичных вольфрамовых месторождениях.

Повышенная марганцовистость рудных растворов выдерживается на протяжении всего рудного процесса, и из предыдущего легко заметить эту доминирующую роль марганца, которая в вольфрамовых месторождениях Восточного Забайкалья (ближайшая к Джиде вольфрамоносная провинция) принадлежит железу.

Если взять указанные три типа жил — высокотемпературные или кварцево-полевошпатовые, собственно кварцевые или промежуточные и, наконец, низкотемпературные кварцево-карбонатные, то при минералогическом анализе мы прежде всего столкнемся с соединениями марганца. В первом из них типовым минералом является триплит-фосфат марганца ($3MnO_2.P_2O_5.MnF_2$). Типовой минерал низкотемпературных жил представлен карбонатом марганца и, наконец, вольфрамит во всех трех типах представлен чистой марганцовистой разностью — гюбнеритом, — наиболее широко распространенным рудным минералом на месторождении.

Характерно, что вольфрамит других намечающихся рудных районов на Джиде (Булуктай, Желтуринский район), удаленных от описываемого месторождения более чем на 100 км, также представлен гюбнеритом.

Причину такой выдержанной последовательности следует искать несомненно в природе самих металлоносных магм, в составе которых марганец играл не последнюю роль, и весьма вероятно, что на Джиде мы имеем своеобразную рудную провинцию, металлогения которой несколько отлична от таковой соседнего района — вольфрамо-оловянного пояса Восточного Забайкалья.

Обращаясь к процессу формирования рудных жил, еще раз отметим, что к началу деятельности рудообразующих процессов налицо имелось несколько систем трещин, которыми и воспользовались восходящие рудные растворы. Естественно, что главнейшими рудопроводящими каналами были наиболее хорошо образованные открытые трещины. Такими являлись системы трещин I, III, IV.

Еще в доминеральный период главные трещины в некоторых местах были частично смещены второстепенными секущими, и рудные растворы временно отклонялись от основного направления, пока вновь не встречали

на своем пути продолжения прежнего, наиболее благоприятного для своего движения канала. Таким путем можно объяснить в некоторых местах коленчатые перегибы жил по простиранию и наличие в этих местах апофиз. К моменту формирования рудных жил тектонические движения далеко еще не закончились и трещины продолжали жить, хотя и затухающим, все более замедляющимся темпом; при этом направление последующих движений соответствовало направлению предыдущих. На рудных телах эти отголоски былых тектонических движений отразились двояким образом. В одних случаях сформировавшееся жильное тело реагировало на повторные тектонические движения как жесткая система, в результате чего получались в самом жильном теле многочисленные продольные подвижки с гладко отполированными или слегка сгофрированными зеркалами скольжения, обусловившими структуру «слоеного пирога» жилы № 3. В других случаях старые швы снова открывались и давали место вновь поступавшим растворам, однако значительно охлажденным по сравнению с первыми. Эти повторные движения обусловили образование минералов второй генерации.

После того как жилы вполне сформировались, наступил период покоя, и каких-либо серьезных нарушений их в районе месторождения не наблюдается.

Не следует при этом забывать, что минеральные растворы, содержавшие большие количества летучих фтористых и сернистых соединений, производили значительное давление. Они обладали большим напряжением и в некоторых случаях способны были раздвигать стенки закрытых и волосных трещин, отрывали от стенок куски боковой породы и, быть может, в некоторых случаях способны были удерживать эти ксенолиты во взвешенном состоянии.

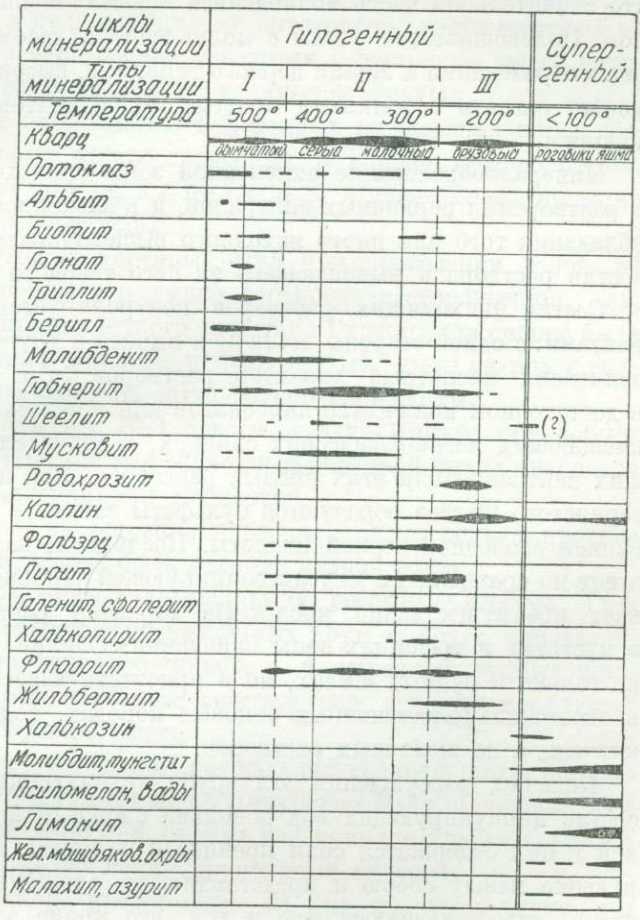
Характер околожильных изменений, текстурные особенности жильных тел и, наконец, минеральные ассоциации и их парагенетические взаимоотношения свидетельствуют о том, что своим образованием рудные жилы обязаны циркулирующим жидким растворам.

Температура этих растворов едва ли превышала 600°; с течением времени и по мере продвижения растворов по трещине температура постепенно падала, достигая 200—150° (фиг. 19).

Соответственно этому намечаются последовательные этапы минералообразования, характеризующиеся типичным для каждого из них минеральным составом, причем в понятие «этап» я вкладываю не только временное, но главным образом пространственное содержание.

Первый этап характеризуется не только наличием кремнекислых растворов, отложивших серый и дымчатый кварц; весьма вероятно, что растворы этой эпохи минерализации были близки к пегматоидному состоянию. Это тип высокотемпературных или кварцево-полевошпатовых жил, в составе

которых существенную роль играет полевой шпат, а также присутствуют берилл и триплит — минералы более характерные для пегматитовых, чем для гидротермальных кварцевых жил. Характерно, что гюбнерит тяготеет здесь к призальбандовым частям жильного тела и охотнее ассоциируется с полевым шпатом, выпадающим, повидимому, несколько позднее дымчатого и серого зернистого кварцев. Сульфиды сравнительно редки.



Фиг. 19. Геохимическая диаграмма рудных жил Джидинского м-ния.

Этот тип минерализации сравнительно мало распространен, ярким выразителем его является жила № 5, залегающая в гранит-порфире.

Следующий этап — отложение главной жильной массы, представленной преобладающим типом минерализации, — собственно кварцевых жил, несущих большую часть вольфрамового оруденения. Здесь образуются серый и молочнобелый кварцы. Ортоклаз в составе жильной массы присутствует уже как примесь. Выкристаллизовывается в крупных выделениях основная масса гюбнерита. Более широкое развитие, по сравнению с предыдущим типом, приобретают сульфиды и мусковит.

Наконец, в последний этап гипогенного минералообразования, водные растворы отлагают низкотемпературный друзовый, сливной и криптокристаллический кварц, микроигольчатый гюбнерит (хотя и крупные выделения гюбнерита также не редки), родохрозит, большую часть сульфидов, зеленый флюорит, мусковит. Это тип кварцево-карбонатных жил.

залегающих преимущественно в периферических частях месторождения, вмещающими породами которых являются метаморфические сланцы.

Условия образования молибденита изучены слабее, и на них мы подробнее останавливаться сейчас не будем, отметим лишь, что в образовании молибденита принимали участие не только жидкие растворы, но возможно, что значительная часть молибденита кристаллизовалась из летучих возгонов. Полевошпатовые жилы с молибденитом несомненно близки по условиям образования к жилам первого типа, т. е. высокотемпературным. То же можно сказать о тонких и мощных молибденитовых жилах с дымчатым кварцем.

Минералообразование окисленной зоны происходит за счет окисления и растворения первичных минералов, и в зависимости от характера и преобладания того или иного исходного выщелачиваемого минерала меняется состав раствора и выпадающего из него твердого вещества.

Состав нисходящих растворов контролируется двумя основными моментами: с одной стороны, наличием пирита и других сульфидов, предопределяющих кислотный характер растворов, а с другой — присутствием в достаточном количестве карбонатов как в самом жильном теле, так и во вмещающих метаморфических сланцах, в значительной мере способствующих нейтрализации этих кислых растворов. Как известно, при окислении сернистого железа образуются сульфаты закиси и окиси железа с образованием свободной серной кислоты. Последняя, как наиболее сильный реагент по сравнению с малодиссоциирующей угольной кислотой, обусловливает преимущественно кислотный характер раствора, циркулирующего в пустотах и трещинах зоны окисления. Обилие пирита, содержащегося не только в рудных жилах, но и присутствующего в большом количестве в околожильно-измененных боковых породах, подчеркивает преобладание кислых, а не щелочных растворов.

Конечно, рассуждения эти грубо схематичны и в действительности состав циркулирующих вод довольно сложный и кроме сернокислых солей в них содержатся соли кремневой и других кислот, различно реагирующие между собою и представляющие сложную, малоравновесную систему, осложняющуюся еще и тем, что кроме электролитных растворов здесь большую роль играют молекулярно-дисперсные комплексы, т. е. коллоиды, их золи и гели. Электролиты, способствующие коагуляции, действуют как хорошие осадители, в результате чего на глубине первого изучаемого горизонта вторичные минералы окисленной зоны представлены главным образом в виде застывших железисто-марганцовисто-кремнекислых гелей и аморфными, охристыми разностями. Осаждение солей из электролитных растворов на этой глубине не характерно. Это явление, очевидно, будет иметь место ниже, где следует ожидать наличие зоны цементации, принимая во внимание присутствие хорошо выраженной окисленной зоны.

Какой-либо закономерной последовательности в отложении вторичных минералов не наблюдается и тем более не приходится говорить о различных генерациях минералов этой зоны.

ДАЛЬНЕЙШЕЕ НАПРАВЛЕНИЕ ПОИСКОВЫХ РАБОТ В РАЙОНЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Степень насыщенности рудными жилами оруденелой части месторождения ни в коей мере не исчерпывается известным в настоящее время количеством жил. Об этом свидетельствуют следующие факты:

1. Большое развитие околожильно-измененных вмещающих пород (березиты, грейзены), широко распространенных в районе месторождения.

2. Многочисленные рудные свалы по склонам и элювиальные высыпки оруденелого кварца на водоразделах.

3. Случайное обнаружение коренных жил при проведении работ, не имеющих прямого отношения к разведке коренного месторождения. Так, при закладке траншеи для динамитного склада на Гуджирском склоне были обнаружены многочисленные крупные и неокатанные глыбы кварца с гюбнеритом, указывающие на близость выходов коренной жилы.

В эксплоатационном разрезе № 1 левого отпадка Инкура при добыче россыпного гюбнерита в плотике был обнаружен коренной выход кварцевой жилы с крупными вкрапленниками гюбнерита.

Наконец, при разведке на россыпь, в распадке Халтосона, в плотике шурфа № 9 второй линии, также была вскрыта рудная жила.

4. Исключительное богатство аллювиальных россыпей Инкура, Гуджирки и других падей, значительно удаленных друг от друга, свидетельствует о множественности первоисточников, т. е. коренных рудных жил, разрушенные части которых обогатили впоследствии делювий и аллювий примыкающих к месторождению речек.

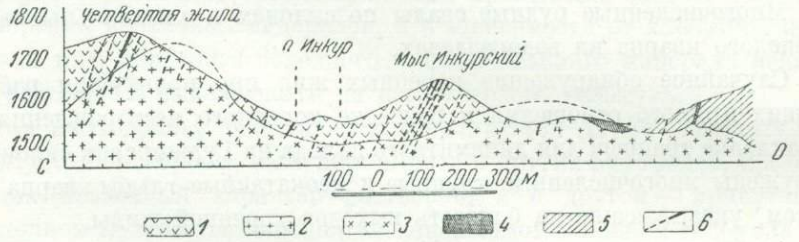
Явления околожильного изменения вмещающих гранодиоритов широко развиты в районе жил № 3 и 4, а также на Инкурском Мысу. Гранодиориты залегают здесь в виде несмытой еще кровли над куполом гранит-порфира; последний образует с гранодиоритами эруптивный контакт.

В разрезе строение района представлено на фиг. 20; здесь видно, что условия для насыщения рудными жилами на этих участках крайне благоприятны.

Оба эти участка являются наиболее перспективными в смысле оруденения, и действительно, крутые склоны Инкура между жилами № 4 и 5 изобилуют свалами рудного кварца.

Поиски новых жил в первую очередь должны быть направлены в эти места, причем при заложении поисково-разведочных выработок следует руководствоваться упомянутыми поисковыми признаками: наличием грейзенов, березитов, высыпками и свалами жильного кварца. Благоприятным

поисковым признаком являются возвышенные части рельефа, как уцелевшие от размыва благодаря стойкости жильного кварца к процессам денудации и смыва. При проведении магистральных канав необходимо учитывать, что в сланцах жилы имеют преимущественно северо-западное простирание, в гранитах и гранит-порфирах — широтное и северо-восточное. Как показали предыдущие поисково-разведочные работы, жилы концентрируются вблизи контактов гранит-порфира со сланцами и гранодиоритами. Выходы кварцевых порфиров и фельзитов также, повидимому, являются указателями на близкое местонахождение оруденения, хотя наблюденных случаев непосредственной связи рудных жил с указанными породами в рас-



Фиг. 20. Вертикальный разрез района жилы № 4.
1 — гранодиорит, *2*— гранит, *3* — гранит-порфир, *4* — фельзит, *5*— кварцевый порфир, *6* — рудные жилы.

поряжении автора не имеется, за исключением маломощных кварцевых жилок с молибденитом в районе второй магистральной канавы. В этом отношении интересна сопка (абсолютная высота 1770 м), расположенная на северо-западном продолжении жилы № 1, венчающая водораздел Инкур—Ивановская. Здесь наблюдается большое развитие кварцевых порфиров, а также встречаются и грейзенизованные и березитовые породы.

Нет сомнения, что предстоящими поисками площадь оруденения значительно расширится. На западе за пределами вольфрамовой сопки (жила № 4) на довольно большом пространстве по Инкурскому склону наблюдаются рудные свалы. Высыпки жильного кварца с вольфрамитом констатированы на склоне Большой Гуджирки в 1 км восточнее жилы № 1. Кроме того вблизи установленного рудного поля имеются, повидимому, и другие очаги оруденения. Об этом свидетельствует наличие шеелита в шлихах Сухого Ключа и верхнем течении Маргын-Шено, близко примыкающих к месторождению, но отграниченных от известных в настоящее время жил высоким водоразделом.

В заключение отмечу, что одним из существеннейших моментов в предстоящих поисково-разведочных работах месторождения я считаю опробование делювия и элювия в районе распространения рудных жил. Опробованием делювия до настоящего времени еще никто не занимался. Между

тем совершенно очевидно, что при наличии мощных жил, с хорошим содержанием гюбнерита, а также многочисленных мелких рудных жил, делювиальный и элювиальный покров месторождения вблизи выходов рудных жил должен быть в значительной степени обогащен гюбнеритом. Красноречивым доказательством этого является богатейшая аллювиальная россыпь верховий Инкура, обогатившаяся путем сноса элювия и делювия с коренного месторождения в результате перемыва и дальнейшей сортировки снесенного материала. Особенно перспективны в этом отношении крутые склоны Инкура, верховий Большой Гуджирки и склоны мелких распадков Халтосона.

V. РОССЫПНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГЮБНЕРИТА

Для полноты картины при описании Джидинского м-ния необходимо хотя бы кратко остановиться на россыпях, генетически связанных с коренным месторождением.

Аллювиальные россыпи гюбнерита Джидинского м-ния представляют большой интерес не только с точки зрения практического их использования, как безусловно промышленные месторождения, но кроме того являются интереснейшим объектом изучения вольфрамсодержащих россыпей, так как в пределах СССР они являются пока единственными в своем роде; аналогичные же россыпи Китая, питающие мировой рынок, в зарубежной литературе слабо освещены.

Освещение вопросов генезиса россыпей, неразрывно связанных с геоморфологией и развитием гидрографической сети района, условиями водной транспортировки гюбнерита на большие расстояния и целым рядом других вопросов, возникающих уже при первом знакомстве с россыпями и в особенности в связи с развертывающимися эксплоатационными работами, — выходит за пределы настоящей статьи.

Здесь я попытаюсь дать лишь общее представление о россыпях Джидинского м-ния.

В общих чертах их можно охарактеризовать следующим образом.

Россыпи гюбнерита сосредоточены в долинах [1] рек: Инкур, Халтосон, Гуджирка, Ивановская, Александровская, Маргын-Шено, Модонкуль.

Эти небольшие реки (за исключением Маргын-Шено и Модонкуль) берут начало с высокого водораздела Маргын-Шено — Модонкуль, где своими верхними отделами эродируют с трех сторон описанное выше коренное месторождение и обогащаются гюбнеритом за счет размываемых коренных жил.

---

[1] Долины небольших речек в Забайкалье называются падями. Этого местного термина «падь» мы и придерживаемся здесь.

Источником россыпного гюбнерита являются не только мощные кварцево-гюбнеритовые жилы описанных трех типов, но и многочисленные тонкие, богатые гюбнеритом жилки, прорезающие во множестве все рудное поле и особенно западную его часть.

Образование вольфрамоносных россыпей, начавшееся, повидимому, не ранее четвертичного времени, не закончилось и продолжается и в настоящее время, о чем свидетельствует обилие слабо или совершенно не окатанных обломков кварца с гюбнеритом в современных руслах этих речек, наличие гюбнерита-шлиха в верхних горизонтах аллювиальных отложений, включительно до растительного слоя.

Размывающие месторождение вышеупомянутые реки — типичные горные речки с невыравненным профилем, весьма крутым падением в верхних их частях.

Эти речки питаются атмосферными и грунтовыми мерзлотными водами, являясь водосборами многочисленных ручейков, стекающих с крутых прилегающих склонов. В засушливое время года русла их почти пересыхают, в период же летних дождливых месяцев становятся бурными, почти непроходимыми.

Присутствие вечной мерзлоты на образовании и концентрации гюбнеритового шлиха сказывается различно на различных этапах образования аллювиальной россыпи. В начальной стадии вечная мерзлота является задерживающим фактором, консервируя кластический материал элювия и делювия на крутых склонах падей. Непосредственно в речных долинах мерзлота препятствует быстрому измельчению гюбнерита и сносу, являясь таким образом фактором скорее положительным, чем отрицательным.

Гюбнеритсодержащие речные отложения характеризуются слабой сортированностью материала, особенно в верхних отделах падей, где они представляют собой, по существу, перемытый делювий, состоя из щебня гранодиорита, сланцев, гранита, крупных валунов рудного кварца, гравия, всегда с примесью рыжевато-бурого суглинка. Лишь в нижних частях падей намечается сортировка аллювия и начинают преобладать песчано-глинистые отложения.

Наиболее интересный вопрос как с теоретической, так и практической стороны — это условия водной транспортировки гюбнерита на большие расстояния и характер распределения гюбнерита в продольном, поперечном и вертикальном разрезах речных долин.

Как известно, образование вторичных месторождений вольфрамита не характерно для наших вольфрамовых месторождений, и в литературе неоднократно встречаются ссылки на то, что вольфрамит, вследствие хорошо выраженной спайности и чрезвычайной хрупкости, быстро переизмельчается, сносится и потому не способен образовывать крупных концентраций в речных отложениях.

Гюбнерит Джидинского м-ния также чрезвычайно хрупок, быстро дезинтегрируется, благодаря почти совершенной спайности, — вначале на крупные пластинчатые отдельности, которые вследствие переноса закругляются в краях и раскалываются на мелкие, с занозистым изломом иголочки и пластинки; последние в свою очередь быстро превращаются в иловатый материал, переносящийся на большие расстояния и способный к химическому выветриванию.

Тем не менее гюбнерит в россыпях Джидинского м-ния не только образует богатые концентрации вблизи выходов рудных тел, но кроме того транспортируется текучими водами на десяток километров от месторождения, где содержание его едва ли выходит за пределы существующего промышленного минимума.

За неимением места я не буду подробнее останавливаться на причинах этих исключительно благоприятных особенностей Джидинского м-ния, отмечу лишь, что одной из существеннейших причин является колоссальное количество снесенного ранее материала, обогатившего нижние части долин; верховья же обогащаются главным образом за счет разрушения существующих рудных жил.

В верховьях долин гюбнерит присутствует в аллювии в виде крупнообломочного материала, среди которого преобладают плоско-призматические обломки (размером 1—2 см), не только концентрирующиеся в нижних слоях россыпи, но рассеянные по всей мощности аллювиально-делювиальных отложений.

В нижних и средних частях речных долин преобладающий размер обломков гюбнерита измеряется уже миллиметрами и долями миллиметра; при этом концентрация шлиха тяготеет к нижним слоям вертикального разреза россыпи.

Кроме упомянутого обломочного материала чистого гюбнерита, в аллювии содержится большое количество валунов кварца с гюбнеритом: в верхних частях долин эти валуны многочисленны, слабо окатаны, достигают 1 м и более в диаметре. Гюбнерит в таких валунах хорошо сохраняется.

Валуны рудного кварца встречаются на протяжении всей долины, но в нижних ее отделах они не так многочисленны и более мелки.

Если взять любую из россыпей в поперечном сечении, то на всей ее протяженности особо характерных черт в распределении гюбнерита не намечается, за исключением того, что гюбнерит концентрируется ближе к середине долины и кроме того там, где в настоящее время условия благоприятствуют сохранению вечной мерзлоты в течение почти круглого года. А так как мерзлота приурочена к теневым, северным бортам долины, то намечается и приуроченность шлиха к этим мерзлотным участкам.

Поведение гюбнерита в шлихе в отношении стойкости к химическому

выветриванию еще недостаточно изучено. Частичное растворение гюбнерита несомненно имеет место, о чем свидетельствует «железистая» рыжевато-бурая вода ручьев и верхних частей основных русел, наличие в россыпях пропластков и целых пластов, крепко сцементированных черными, марганцовисто-железистыми окислами. Химический анализ гюбнерита, извлеченного из шлиха Инкурской россыпи, по данным аналитического сектора Гинзолото в Иркутске, дает содержание WO_3 — 73.20%, MnO — 22.23%, FeO — 3.15%, что указывает на небольшую потерю (растворение) WO_3 и легкое обогащение окисью железа.

Заканчивая эту чрезвычайно беглую характеристику условий образования Джидинских россыпей, коротко остановлюсь на описании самих россыпных месторождений.

1. Падь Инкур. Одна из богатейших россыпей Джидинского м-ния. Едва ли где найдутся более благоприятные условия для образования богатых концентраций шлиха, чем те, которые имеются в пади Инкур.

Падь Инкур — узкая, глубокая долина эпигенетического происхождения, образовавшаяся в результате размывания древней тектонической трещины в гранодиоритовом массиве. Ширина долины на протяжении 6.5—7 км не превышает 60 м и лишь в нижнем течении реки, не далее чем в 1.5 км от устья, долина расширяется до 300—500 м. Крутые скалистые склоны, покрытые лиственничной тайгой, придают долине характер ущелья, прямолинейно вытянутого на протяжении 8 км в северо-западном направлении, совпадающем с направлением северо-западной складчатости района. [1]

Лишь в самой верхней части долина разделяется Инкурским Мысом на два распадка. Этот мыс представляет наиболее оруденелую часть коренного месторождения. Эти две вершинки Инкура принимают в себя систему мелких распадочков и ключей, берущих начало с крутых (достигающих крутизны 30° и более) лесистых склонов коренного месторождения.

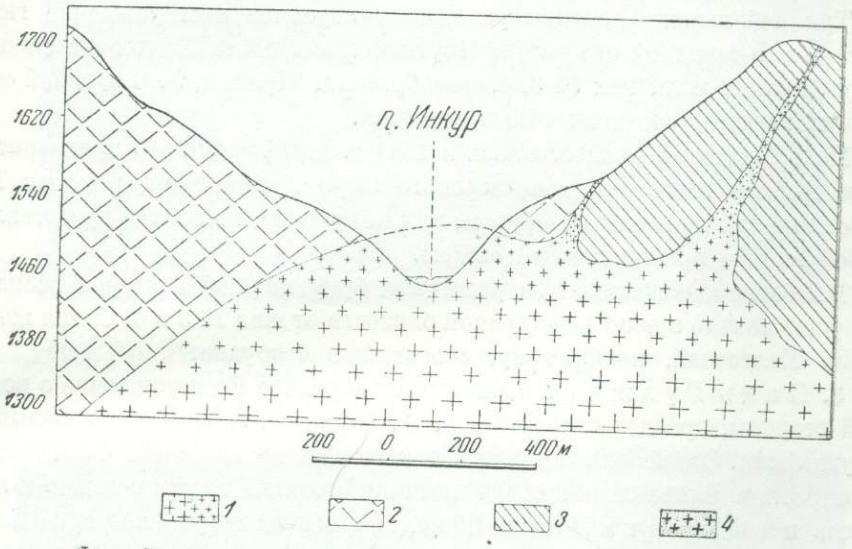
Большая часть коренных жил обнажается на обрывистых склонах этих двух распадков. В результате эксплоатационных работ прошлого года выяснилось, что плотик левого распадка сплошь представляет собой грейзен, пронизанный многочисленными тонкими рудными жилами (фиг. 21); повидимому, здесь нередки и мощные рудные жилы, красноречивым доказательством чему является жила, случайно вскрытая при старательской добыче россыпного гюбнерита. Стало быть, некоторая доля шлихового гюбнерита в вершине Инкура образовалась почти in situ, перемываясь на месте и отсортировываясь от вмещающей породы многочисленными ручейками мерзлотных и аллювиально-делювиальных вод.

Таким образом легко представить, что содержание гюбнерита в некоторых участках россыпи левого распадка достигало нескольких процен-

[1] «Инкур» — бурятское название, в переводе означает глубокая, узкая речная долина.

тов, а в одной из полуметровых проб буровой разведочной скважины гюбнерит составлял одну десятую часть всей породы.

В результате, падь Инкур, имея далее узкое длинное дно, представляет собой как бы естественный жолоб, куда поступал и поступает материал разрушенных голов коренных жил и где текучие воды способствуют дальнейшему освобождению гюбнерита от вмещающих пород и постепенной его концентрации на определенных горизонтах.



Фиг. 21. Схематический поперечный разрез пади Инкур

1 — гранит и грейзенизованный гранит-порфир, насыщенный рудными жилами, *2* — гранодиорит, *3* — метаморфические сланцы, *4* — жильный гранит-порфир и кварцевый порфир.

Падь Инкур разведывалась в 1933 г. шурфовкой и в 1934—1935 гг. бурами Эмпайр; в результате этой разведки подсчитаны запасы высоких и для нижней части долины — низких категорий.

Содержание гюбнерита в россыпях, начиная от слияния двух ветвей пади, по направлению к низу постепенно падает, не выходя, однако, за пределы существующего промышленного минимума.

Промытый на лотке или бутаре шлих отличается исключительной чистотой и состоит почти целиком из гюбнерита, если не считать ничтожную примесь пирита.

Лишь в нижней части россыпи наблюдается заметная примесь магнетита, а начиная с 8-й шурфовой линии (в 3.5 км от вершины), в шлихе встречается золото.

Эксплоатация Инкурской россыпи начата в 1934 г. Джидастроем. В 1935 г. эксплоатировалась левая вершина Инкура (фиг. 22). Добыча

велась самым примитивным, старательским способом (фиг. 23). Промывка песков производилась на лотках, передвижных американках, бутарах, недостаточно приспособленных для улавливания мелкораспыленного гюбнерита, поэтому промытые пески в будущем подлежат вторичной промывке на более совершенно улавливающих приборах.

2. Падь Халтосон — небольшая и относительно широкая долина речки, прорезающей гранодиоритовый массив и впадающей в падь Модонкуль в 8 км выше устья Инкура.

Три небольших распадка размывают коренное месторождение гюбнерита в юго-западной его части. Крутыми распадками Халтосона сносится элювий таких жил, как № 3, 4, Октябрьская, Шумная, № 6 и целой серии других известных и неизвестных еще жил.

Падь Халтосон разведывалась в 1935 г. шурфовкой. По предварительным данным геолого-маркшейдерского бюро Джидастроя, россыпи Халтосона не так богаты гюбнеритом, как инкурские, но все же представляют собой вполне промышленный объект.

Наиболее перспективными участками будут первый и второй распадки, берущие начало в непосредственной близости от жил № 3 и 6. Самая же вершина Халтосона, повидимому, совершенно безрудна.

3. Падь Гуджирка размывает коренное месторождение с восточной стороны, эродируя жилы № 5, 1, Шумную, Левинскую и целый ряд других жил. Это небольшая речка, длиною не превышающая 4 км, текущая в широтном направлении среди метаморфической толщи сланцев и эффузивов и впадающая в Маргын-Шено, немного ниже устья Сухого Ключа.

Гуджирка разведывалась в период 1933—1934 гг. шурфовкой, в результате которой наметился контур промышленной россыпи, дающей в верхней части пади хорошее содержание вольфрамовой кислоты. В среднем и нижнем отделах пади содержание WO_3 в россыпи сильно падает. Соотношения пласта и торфов, примерно, те же, что и в пади Инкур.

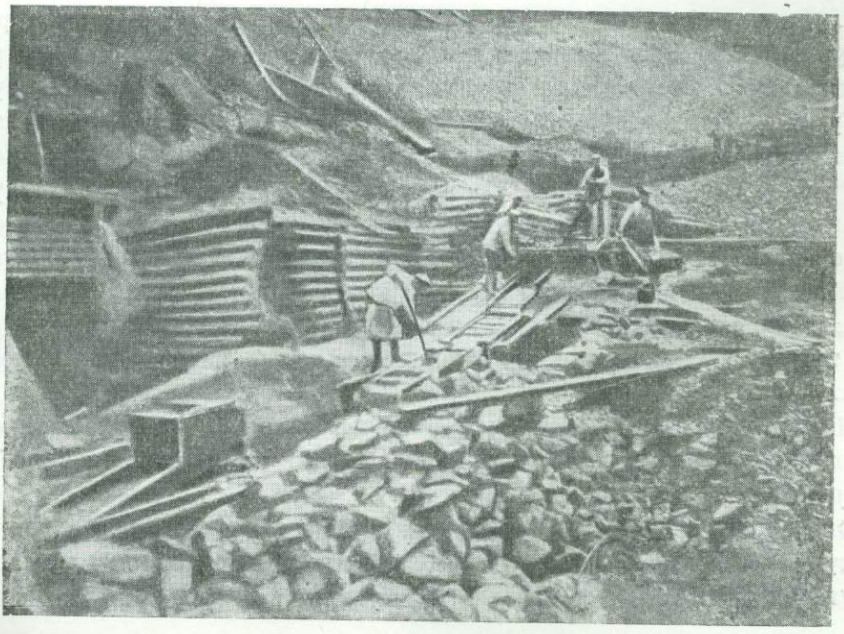
4. Падь Александровская — короткая и крутая — впадает в Маргын-Шено в 1 км ниже Гуджирки. Шлиховое опробование делювия указывает на наличие мелких зерен гюбнерита и изредка крупных валунов рудного кварца, присутствующих здесь, повидимому, в результате размыва отдельных периферических жил месторождения, разведкой еще не вскрытых.

Вследствие незначительной длины и крутого падения Александровская падь почти не имеет аллювия, и рассчитывать на присутствие в ней промышленно интересных россыпей не приходится.

5. Падь Ивановская — следующий левый приток Маргын-Шено, протекающий в широтном направлении среди метаморфических эффузивов и туфоконгломератов. Правый распадок размывает северо-восточную часть месторождения в районе жил № 1 и Левинской.



Фиг. 22. Эксплоатационный разрез левой вершины Инкура. На заднем плане — коренное месторождение.



Фиг. 23. Промывка «песков» старателями.

Этот распадок наиболее перспективен, самое же русло Ивановской пади, как показало ориентировочное шлиховое опробование, произведенное автором еще в 1932 г., содержит очень мелкий шлих гюбнерита, который едва ли здесь образует промышленные концентрации.

В Ивановской пади производится старательская добыча золота. В шлихе на ряду с золотом встречается изредка осмистый иридий, а также нередки крупные слабоокатанные куски магнетита.

6. Падь Маргын-Шено обогащается гюбнеритом за счет выносов левыми притоками — Гуджиркой, Ивановской и Александровской, но, кроме того, в вершине самой Маргын-Шено выше устьев упомянутых речек в 1935 г. поисковыми работами автора констатировано в шлихах присутствие редких зерен гюбнерита и шеелита, а также и в Сухом Ключе, впадающем в Маргын-Шено справа.

Начиная от устья Гуджирки и кончая устьем Ивановской пади, на протяжении 2 км слишком, в Маргын-Шено расположены бывшие золотые приски, и потому сейчас долина Маргын-Шено на этом пространстве представляет собой сплошь перемытые отвалы эфелей, оставшиеся же целики изрыты завалившимися шурфами и глубокими, залитыми водой и запущенными шахтами.

Разведочные работы на гюбнерит были произведены в 1933—1934 гг.

Запасы WO_3 в Маргын-Шено далеко уступают Инкурской и Гуджирской россыпям.

7. Падь Модонкуль принимает в себя вольфрамоносные реки Инкур и Халтосон, но вопрос о том, содержит ли она промышленные россыпи гюбнерита, останется открытым до тех пор, пока Модонкуль не будет разбурен Кийстоном. Автор почти не сомневается в том, что вопрос этот будет разрешен в положительном смысле, исходя из следующих предпосылок. Принимая в себя выносы богатых гюбнеритом россыпей, Модонкуль по аналогии с Маргын-Шено должен содержать значительные количества его, о чем свидетельствуют многочисленные валуны и галька рудного кварца с гюбнеритом, обнаруживаемые в 1—2 км ниже устьев Инкура и Халтосона; шлиховые пробы из русла реки Модонкуль и обрывистых берегов древней террасы содержат заметные количества мелко измельченного гюбнерита.

Наконец, в 1935 г. автором установлены выходы рудных жил, спускающиеся непосредственно в падь Модонкуль и, следовательно, обогащающие ее.

Опробовать и извлечь WO_3 из погребенных глинистых осадков Модонкуля — очередная задача разведчиков и хозяйственников, эксплоатирующих Джидинское м-ние.

ЛИТЕРАТУРА

Адамс С. Ф. Микроскопическое изучение жильного кварца. Сборн. «Критерии возрастных соотношений рудообразующих минералов по микроскопическим исследованиям», М. — Л., 1934.

Бастин Э. и др. Критерии возрастных соотношений минералов по наблюдениям в полированных шлифах. Сборн. «Критерии возрастных соотношений рудообразующих минералов по микроскопическим исследованиям», М. — Л., 1934.

Берг Г. С. Геохимия месторождений полезных ископаемых, М. — Л., 1933.

Болдырев А. К. Россыпи вольфрамовых, оловянных и висмутовых руд на Шерловой Горе. Изв. Геол. ком., 1929 , т. 48, № 8.

Болдырев А. К. и Ляски Е. Я. Разделение русских вольфрамитов Fe и Mn на минералогические виды и связь состава природных вольфрамитов с их чертой, Зап. Мин. общ., 1929, т. 58, в. 2.

Грубенман У. и Ниггли П. Метаморфизм горных пород. Л.— М., 1933.

Колони Р. И. Последовательность в образовании рудных минералов. Сборн. «Критерий возрастных соотношений рудообразующих минералов по микроскопическим исследованиям», М. — Л., 1934.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрография, ОНТИ, Л. — М., 1935.

Линдгрен В. Минеральные месторождения, в. I — III, М., 1934—1935, изд. 2-е.

Ньюхауз В. Г. Микроскопические критерии замещения в непрозрачных рудных минералах. Сборн. «Критерии возрастных соотношений рудообразующих минералов по микроскопическим исследованиям», М. — Л., 1934.

Рейнборн К. и Мильнер Г. Поиски и разведка аллювиальных месторождений, М. — Л., 1933.

Розенбуш Г. Описательная петрография, Л. — М., 1934.

Тетяев М. М. Вольфрамовые и оловянные месторождения Онон-Борзинского района Забайкальской области, Матер. по общ. и прикл. геол., в. 32, 1918.

Ферсман А. Е. Пегматиты, т. I, изд. 2-е, Изд. Акад. Наук, Л., 1932.

Ферсман А. Е. Геохимия, т. I — VI, ГХТИ, Л., 1934.

Эммонс В. Вторичное обогащение рудных месторождений, Л., 1935.

Ячевский Л. Предварительный отчет об исследовании в местности, прилегаемой к южной части Байкала. «Геол. иссл. и работы по линии Сиб. ж.д.», вып. 7, 1898.

Cissarz A. Zinnwolframerzlagerstätten innerhalb der intrusivmagmatischen Abfolge. Jahrb. für Min., Abt. A., 1927, Beil.-Bd. 56.

М. Д. ДРОЗДОВ

БЕЛУХИНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ВОЛЬФРАМИТА

I. МЕСТОПОЛОЖЕНИЕ И ПУТИ СООБЩЕНИЯ

Белухинское вольфрамитовое месторождение [1] находится в Читинской области. От ближайшей станции Хадабулак Забайкальской ж. д. месторождение находится в 95 км к северо-востоку. Ближайшим населенным пунктом является селение Н. Гирюнино, расположенное по р. Талангую, в 18 км к юго-востоку от Белухи; северо-восточнее, почти на таком же расстоянии, находится дер. Ложниково в долине той же реки. К юго-западу в пределах одного водораздельного хребта на расстоянии 27 км располагается другое вольфрамитовое месторождение — Букукинское, а далее в том же юго-западном направлении находится наиболее крупная в этих местах дер. Тургa, которая тянется свыше 5 км по долине одноименной речки. Со станцией Хадабулак Белухинское м-ние связано шоссейной дорогой, проведенной во время мировой войны, проходящей через упомянутую дер. Тургу. Шоссейная дорога кончается на Белухе.

С остальными населенными пунктами (Н. Гирюнино, Ложниково, Кудрино) Белуха связана очень плохими колесными дорогами, сильно каменистыми, местами же болотистыми, иногда с крутыми уклонами.

II. ИСТОРИЧЕСКАЯ СПРАВКА О МЕСТОРОЖДЕНИИ

Белухинское вольфрамитовое месторождение стало известным только со времени империалистической войны, когда под влиянием сильного спроса на вольфрамовые концентраты, при осложнившемся ввозе их из-за границы, были организованы поисковые работы по всей тайге, где имелись

[1] Статья эта составлена по моим материалам периода 1926—1928 гг. Автор не имел возможности использовать новейшие данные разведочных работ, проводившихся на Белухе в последующие годы, равно как и новейшие данные по геологии Вост. Забайкалья. Полное отсутствие литературы по старейшему вольфрамовому месторождению оправдывает опубликование статьи в настоящем ее виде. Статью следует рассматривать как материал по вольфрамовому оруденению, который может быть полезным при дальнейшем изучении и разведке Белухинского и других вост.-забайкальских месторождений вольфрама. *Автор.*

какие-либо указания на присутствие вольфрамовых руд. На ряду с работой поисковых партий были объявлены индивидуальные премии всякому, открывшему новое вольфрамовое оруденение. Эти меры, заинтересовавшие население, способствовали наиболее полному выявлению рудоносных площадей Забайкалья. Со времени вольфрамитовой «горячки» и начинается история Белухинского м-ния. По другим данным, первые образцы вольфрамита здесь были обнаружены еще за несколько лет до империалистической войны охотниками, но отдаленность этого месторождения от населенных пунктов, расположение его в глухой тайге, куда не существовало никаких дорог, были, повидимому, одной из причин, затруднявших его разведку. Вольфрамовые м-ния в то время имели второстепенное значение, по сравнению с месторождениями золота, разведки которых производились в окрестностях Белухи. По имеющимся сведениям, первые поисковые работы были организованы Управлением Нерчинского горного округа в 1913 г. под руководством горного инженера Тюлягина, но они заключались, главным образом, в сборе жильного кварца с вольфрамитом на склонах горы, с целью определения примерного места нахождения кварцевых жил. Поставленные им первые земляные работы на вершине Белухи успехом не увенчались. В 1914 г. при углублении одной из начатых Тюлягиным канав, старатель-китаец обнаружил первую жилу с хорошим содержанием вольфрамита. С этого момента начинается период настоящей разведки горы Белухи, с одновременной добычей концентрата.

Разведочные работы показали, что Белухинское м-ние имеет далеко не второстепенное значение по сравнению с известными тогда другими месторождениями Забайкалья; в том же 1914 г. было приступлено к постройке шоссейной дороги для сообщения с железнодорожной ст. Хадабулак.

После инж. Тюлягина разведочными работами руководил горный техник В. Н. Родионов, которого затем сменил горн. инж. В. Е. Соловьев. С 1916 по 1918 г. работами по вскрышке жил и поисками в районе новых месторождений ведал энергичный горн. инж. Р. А. Туровский, открывший большую часть известных нам жил. Он же заложил целый ряд разведочных штолен и шурфов в разных частях месторождения. В это время на Белухе уже существовал настоящий рудник, на котором работало много китайцев. На юго-восточном склоне горы появились постройки, а густой лес на вершине горы и ближайших к постройкам склонах был вырублен. Добыча вольфрамита производилась при помощи разрезов и неглубоких штолен по простиранию жил. Обработка руды велась вручную самым примитивным способом. Эксплоатационные работы носили чисто хищнический характер; они не преследовали целей правильной разработки и были сосредоточены только в наиболее богатых частях месторождения. В результате кварцевые жилы оказались обезглавленными и заваленными. Сохранившиеся отвалы переработанной руды с высоким

содержанием вольфрамита свидетельствуют о весьма несовершенном извлечении.

Политические события в стране и гражданская война отразились на работах Белухинского, как и других вольфрамитовых предприятий Забайкалья. В годы гражданской войны район Забайкальских вольфрамитовых м-ний стал ареной военных действий, под влиянием которых жизнь на многих зарождавшихся вольфрамитовых предприятиях замерла на долгое время.

Добытый на Белухе и Букуке концентрат в количестве около 60 т при попустительстве рудничной администрации в 1919 г. был увезен японцами. Одновременно были увезены и наиболее ценное оборудование и инвентарь. До 1926 г. эти рудники фактически бездействовали. Оставшиеся на них оборудование и постройки за отсутствием надзора постепенно приходили в негодность, а горные выработки обрушивались и заростали травой. В таком виде эти месторождения поступили в распоряжение организовавшегося в 1925 г. треста «Редкие элементы». Никаких геологических и других документов, отчетов или планов рудников, могущих так или иначе характеризовать месторождения, не сохранилось.

С 1926 г. началось восстановление Белухинского рудника. Не имея сколько-нибудь ясного представления о качестве руды и запасах месторождения, Горно-химический трест (переименованный трест «Редэлем») поставил эксплоатационные работы на одной из наиболее благонадежных жил, для чего на рудник было завезено оборудование как для горных работ, так и для обогатительной фабрики. Строительство обогатительной фабрики начато в конце 1926 г. и закончено в начале 1927 г. Летом 1928 г. на руднике построена и оборудована химическая лаборатория. С 1928 г. за недостаточностью разведанных и подготовленных запасов для эксплоатации и вследствие малой изученности месторождения рудник был переведен на промышленную разведку и оставался в таком положении в течение года.

III. МЕСТОРОЖДЕНИЕ ПО ДАННЫМ ПЕРВЫХ ИССЛЕДОВАТЕЛЕЙ

До сих пор понятие о Белухинском, как и о целом ряде других вольфрамитовых месторождений Забайкалья, определялось преимущественно работами М. М. Тетяева (1918). Обследования этот автор производил еще в то время, когда Белуха только выявлялась как месторождение, и суждения о ней были составлены на основании преимущественно поверхностных признаков. Во время обследования количество и точное направление кварцевых жил было неизвестно, так как разведочных выработок еще не существовало.

М. М. Тетяев верно определил северо-западное простирание жил, характерное для большинства забайкальских месторождений, и высказал верное предположение, что жилы характеризуются неправильным залеганием и разбиваются на ряд мелких прожилков. Рудоносность определяется в виде узкой зоны с направлением близким к меридиональному. Распределение руды в жилах сильно гнездовое, что заставляет относиться к этому месторождению осторожно. Изменение боковых пород состоит в превращении их в тонкозернистый кварцево-слюдяной аггрегат. Зальбанды жил представлены тонкими слюдяными оторочками. Из жильных минералов, кроме вольфрамита, М. М. Тетяевым встречены слюда, пирит и плавиковый шпат. Вольфрамит представляет собой разность ферберитового ряда, так как, по данным химического анализа, содержит только 8.25% MnO.

Впервые ориентировочный подсчет запасов Белухинского м-ния до глубины 200 м от вершины горы был произведен инж. А. А. Анисковичем (1927). Этот подсчет характеризовал месторождение как весьма значительное по своим запасам.

Разведочными работами, главным образом Горно-химического треста, установлено, что Белуху необходимо рассматривать как месторождение: а) жильное вольфрамитовое и б) россыпное вольфрамитово-шеелитовое с россыпями аллювиального и элювиального происхождения.

IV. ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

В геологическом отношении Белухинский район представляет собой часть горной складчатой Забайкальской страны.

По работам первых исследователей (В. А. Обручев, А. П. Герасимов и А. Гедройц), произведенным преимущественно вдоль линии Сибирской железной дороги (1895—1898 гг.), Забайкальская область представляет собой древнюю сушу, сложенную главным образом следующими свитами: архейской, метаморфической и палеозойской. В первую из этих свит входят преимущественно граниты, гнейсы, гнейсограниты и часть кристаллических сланцев.

Вторая свита представлена метаморфическими породами (докембрий) и, наконец, третья, относимая к палеозою, состоит из двух отделов: нижнего и верхнего. Нижний состоит из черных тонкослоистых кварцево-глинистых сланцев, реже кварцитов, верхний — из песчаника и конгломератов. Между этими отделами резкое несогласие, что говорит о дислокации нижнего отдела до отложения верхнего. Все эти породы собраны в интенсивные складки, причем метаморфическая свита представляет собой оболочку гнейсо-гранитовых массивов, уцелевшую в корнях древних складок, верхи которых смыты. Кроме того, здесь весьма распространены породы эффузивного типа, а именно покровы базальтов, мелафиры, риолиты, при-

чем в центральной части Забайкалья полосы эффузивных пород сопровождают с обеих сторон гранитный массив, вытянутый в северо-восточном направлении.

С. А. Докторович-Гребницкий (1921) совершенно определенно указывает, что для той части Забайкалья, где производились им исследования (хребет Кукульбей), граниты являются по возрасту более молодыми, чем слоистые породы. Как доказательство этого приводится замеченное уменьшение крупности зерна гранитов вблизи слоистых пород без заметного эндоморфного контактового метаморфизма, уменьшение крупности зерна вообще в гипсометрически высших пунктах гранитного поля, а также захваты гранитом отдельных кусков осадочных пород и проникновение в них целой сети гранитных прожилков. Не менее убедительным доказательством внедрения гранитной интрузии в толщу осадочных пород является изменение их в контакте с гранитом. Так например, цемент конгломератов переходит в тонкозернистую кварцево-слюдяную массу в контакте с гранитом. Состав метаморфических пород усложняется мелкими зернами чисто контактовых минералов, как ставролит и кордиерит. В непосредственном же контакте с гранитом никаких изменений не обнаружено, кроме того, что здесь породы лишены своей сланцеватости.

Отдельные массивы гранита Докторович-Гребницкий считает результатом поднятия одной гранитной магмы, что подтверждается, по его мнению, отсутствием между этими массивами резких границ и наличием постепенных переходов. Следовательно, все массивы гранита, выступающие на различном расстоянии друг от друга в районе Кукульбея, по Докторович-Гребницкому, представляют собой части одного крупного батолита с неровной поверхностью, вытянутого в северо-восточном направлении, при размыве которого на дневную поверхность выведены только положительные формы его рельефа, в то время как во впадинах сохранились остатки осадочных слоистых пород, которые собственно и расчленили батолит на отдельные массивы. Эти отдельные массивы имеют довольно крутые стенки, в пределах 40—50°, на что указывают случаи нахождения выходов осадочных пород у подножья гор, близ вершин которых проходила линия контакта. При изучении осадочных пород Докторович-Гребницким не получено достаточно палеонтологического материала, который позволил бы определить их возрастные соотношения.

Найденные им у дер. Олданды неясные отпечатки растений среди песчаников не позволяют сделать каких-либо выводов. Поэтому вопрос стратиграфии остался открытым. Толщу осадочных пород Забайкалья Докторович-Гребницкий условно относит к палеозою, причем большую часть палеозоя относит к нижнему карбону; угленосные же осадки по найденной в них флоре считает возможным отнести к юре. Расчленение пород на свиты (архейскую — метаморфическую и палеозойскую) Докторович-Гребницкий

считает произведенным на основании не палеонтологического материала, а по петрографическому несходству пород.

Почти одновременными работами М. М. Тетяева (1918) подтверждаются наблюдения Докторовича-Гребницкого, а именно прорыв гранитами слоистых пород, в результате чего вокруг массивов гранитов образовался ореол метаморфических пород. Такие прорывы М. М. Тетяевым наблюдались на левом берегу р. Онона (Богов утес), где гранит проникает в ядро антиклинальной складки осадочных пород. Как на пример прорыва он указывает на жилы гранита меридионального простирания вблизи р. Онона на М.Кулинде около Цугольского Дацана, у Н. Шароная и близ М. Соктуя, секущие свиту осадочных пород. Эти жилы являются апофизами гранитной интрузии. По р. Талангую близ дер. Н. Гирюнино М. М. Тетяевым наблюдались случаи внедрения гранита в конгломераты в виде жил и путем замещения цемента конгломерата гранитной массой, дающей иногда типичный гранит с включением галек конгломерата. Констатируя такое взаимоотношение между гранитами и осадочными породами, Тетяев не находит оснований для разделения гранитов по возрасту. Литологический состав осадочных пород, по Тетяеву, чрезвычайно однообразен и представляет собой на всем протяжении района песчано-глинистую фацию в виде сланцев, псаммитов, песчаников и конгломератов. Различия между осадочными породами возникают только в непосредственном соседстве с гранитными массивами, что является результатом контактового метаморфизма.

М. М. Тетяевым установлено два типа контактовых изменений. Первый из них сводится к механическому проникновению гранитной магмы в окружающие породы и частичному замещению вещества их, например, инъекция пластового типа, гнейсификация, внедрение между тонкими слоями псаммитов и в виде густой сети жил в сланцах.

Второй тип изменений состоит в превращении сланцев в метаморфические разновидности, с увеличением крупности зерен и развитием биотита, мусковита, роговой обманки, гранита, турмалина и полевых шпатов.

Переплетаясь, эти два типа изменений и создают ореол метаморфических пород вокруг массивов гранита, не превышающий 1—1.5 км. Не метаморфизованной является только свита угленосных отложений между станциями Быркой и Борзей. К этой же свите М. М. Тетяев относит и отложения по р. Турге у слияния с р. Быркой, хотя О. Рейсс и И. Эггерт, определявшие коллекции А. П. Герасимова, считают возможным отнести ее к верхнеюрскому, нижнемеловому возрасту.

Таким образом, вопрос возраста и стратиграфии пород Забайкалья, за отсутствием достаточного количества палеонтологического материала, оставался долгое время не решенным. Только в связи с позднейшими работами партий Геологического комитета под общим руководством М. М. Тетяева этот вопрос получил некоторую ясность.

В 1926 г. на площади около 9000 км² между рр. Газимуром в Аргунью геологические партии установили, что этот район слагается складчатыми мезозойскими породами. В размытых антиклиналях этих пород появляется палеозой, перекрываемый мезозоем же несогласно и трансгрессивно.

Палеозой, по данным М. М. Тетяева (1927), имеет следующий разрез сверху вниз: 1) доломитовый известняк; 2) сланцево-песчаниковая толща; 3) доломитовый известняк; 4) перемежаемость известняка, сланцев и песчаников, книзу переходящая в сланцево-песчаниковую толщу.

Мощность одного только нижнего горизонта около 1500 м; он же наиболее хорошо охарактеризован и палеонтологически богатой фауной верхнего девона и нижнего карбона. Мезозойская свита, лежащая несогласно на палеозое, представлена конгломератами, песчаниками и сланцами с хорошо сохранившейся флорой. Характеризуется обилием слоистых эффузивов и их туфов от кислых разновидностей до основных, дислоцированных вместе с нею. Мезозойские отложения дислоцированы в виде интенсивной складчатости с простиранием складок СВ 30—40°; складки опрокинуты на северо-запад, что свидетельствует о боковом давлении с юго-востока. Эту складчатость М. М. Тетяев принимает за альпийскую. Вся эта складчатая область прорвана молодыми гранитами, интрудировавшими во время этой складчатости.

В 1927 г. теми же геологическими партиями произведена съемка на площади около 25 000 км² между рр. Ононом и Аргунью. В результате работ этого года окончательно констатировано, что нормальный геологический разрез Забайкалья представляется не стратиграфическим, а тектоническим. В состав разреза входят отдельные комплексы пород различного возраста и строения, обладающие каждый своим собственным стратиграфическим разрезом и своей собственной тектоникой. Комплексы отделены друг от друга плоскостями с пологой волнистостью и углом падения от 0 до 10°, простирание антиклинальных и синклинальных перегибов около 40—45°. Около поверхностей скольжения найдена кое-где сцементированная брекчия давления, переходящая кверху в зону милонитизации. М. М. Тетяев (1927) приводит следующий полный нормальный тектонический разрез, составленный по отдельным выходам на размытой поверхности Забайкалья.

1. В основании разреза лежит свита сланцев, песчаников и конгломератов с прослоями эффузивов и их туфов. Эта свита хорошо охарактеризована флорой и фауной остракод и насекомых, среди которых характерная для верхней юры — *Estheria Middendorfii*. Свита широко распространена, она залегает в пониженных частях рельефа (на дне котловин и речных долин). Сложена в интенсивные складки с простиранием СВ 30°. Складки перекинуты на северо-запад, что говорит о боковом давлении с юго-востока.

Происхождение свиты автохтонное. Подстилающие ее породы неизвестны.

2. На этой свите лежат отдельные пятна известняков песчаников и сланцев, развитые в районе Нерчинска-Заводска и Газимура. Состав пятен сложный. Фауна отсутствует и вопрос о возрасте их остается открытым. Однако М. М. Тетяев склонен отнести их к нижнему карбону. Происхождение аллохтонное.

3. На палеозойской свите, сохранившейся в виде отдельных пятен, лежат юрские зеленые конгломераты с прослоями глинисто-песчанистых пород. Фауны нет, но обнаружена юрская флора. Отсутствие пластовых эффузивов и их туфов является характерным отличием свиты. Свита сложена в пологие складки с северо-восточным простиранием, осложненные интенсивной молодой складчатостью. Хорошо наблюдается между Явленским рудником и Нерчинским заводом.

4. Этот юрский покров перекрывается резко отличающимся от него юрским же комплексом, с богатой фауной, найденной в районе Онон — Борзи и у села Турги. Этот покров представлен черными глинистыми сланцами, темными и серыми песчаниками, реже конгломератами с прослоями черных сланцев. По определению фауны он принадлежит к лейасу. Происхождение аллохтонное.

5. Последним членом этого тектонического разреза является сплошной покров метаморфических сланцев, известняков и древнего гранита, развитый по среднему течению р. Онона. В восточном направлении удерживается в виде отдельных пятен на водораздельных грядах. Фауна отсутствует, но свита предположительно относится к палеозою. Происхождение аллохтонное.

Весь этот тектонический разрез, представленный преимущественно свитами аллохтонного происхождения, прорывается молодым гранитом, с которым связывается оруденение края.

На основании этого тектонического разреза М. М. Тетяев делает следующие выводы по геологии Восточной Сибири:

1. Коренным комплексом пород является верхне-юрская свита континентального происхождения.

2. Юрские и палеозойские покровы, развитые между Шилкой, Аргунью и Ононом, продолжаются в области верхнего Амура.

3. Покровы продолжаются на запад и юго-запад, о чем свидетельствуют разрезы у станций Седловой и Карымской. Около Байкала покров распадается на несколько чешуй.

4. Характер залегания покровов говорит о их горизонтальном перемещении с юго-востока в виде мощных пластин, слабо изгибавшихся во время движения.

5. Корни покровов нужно искать в Китае путем сопоставления фациальных типов юры и палеозоя.

Покровная структура (или шариажи) не ограничивается только одним Забайкальем. Она имеет региональный характер, распространяясь через

Б. Хинган и Амурскую область к побережью Тихого океана. Предполагается, по работам А. Н. Криштофовича и П. И. Полевого, что шариажи могут быть обнаружены даже на Сахалине, а также в верховьях Алдана и Тымтона (работы В. И. Серпухова). Наконец, М. М. Тетяев предполагает (на основании работ Б. М. Куплетского), что покровными структурами сложена местность между Улан-Батором и Керуленом в Монголии.

Таким образом, на основании разрозненных и раскиданных на большом пространстве Забайкалья отдельных «пятен», а также неясных описаний контактов другими исследователями Сибири, М. М. Тетяевым сделана широкая интерполяция и выдвинута теория строения и тектоники, согласно которой часть Сибири от Тихого океана до Енисея вместе с прилегающими частями Китая и Монголии представляет собой молодую складчатую зону покровного строения.

Открытые М. М. Тетяевым покровные структуры В. А. Обручев считает наиболее правильным объяснить надвигами по пологопадающим трещинам, ибо после докембрийской и палеозойской складчатости древние массивы утратили способность слагаться в интенсивные складки, так как они стали жесткими. Последующая складчатость могла вызвать только разломы и перемещения отдельных глыб максимум на десятки километров, что только и можно допустить в областях покровных структур Забайкалья.

Следовательно, вопрос о геологическом строении Забайкалья, несмотря на внесенные М. М. Тетяевым коррективы, как например, открытие морской юры, все же остается неразрешенным, ибо само происхождение ряда свит, участвующих в покровах, в том числе и упомянутой юры, нельзя, очевидно, считать доказанным.

Переходя к вопросу геологического строения района Белухинского м-ния, необходимо заметить, что литературных данных по этому вопросу не имеется. Результаты детальной съемки, произведенной в 1916 г., до сих пор не опубликованы, если не считать предварительного отчета, где приводится только перечень и до крайности схематическое описание пород, слагающих район этого месторождения.

Летом 1927 г. автором была произведена детальная съемка рудника.

Согласно сделанным автором наблюдениям, в геологическом строении горы Белухи и ее окрестностей участвуют преимущественно изверженные породы, представленные различными типами гранита, слагающего Газимур-Ононский водораздельный хребет. Осадочные породы появляются только в 5.5—6 км к югу и в 3—5 км к юго-западу от рудника.

На основании изучения под микроскопом и макроскопически эти изверженные породы представляется возможным разделить на следующие виды: 1) гранит грубозернистый, порфировидный, биотитовый, 2) гранодиорит среднезернистый, роговообманково-биотитовый, 3) гранит мелкозернистый, порфировидный, роговообманково-биотитовый, 4) грейзенизованный

грубозернистый порфировидный гранит, 5) гранит «букукинского» типа.

Первый из них слагает исключительно северную часть района и как бы обходит само месторождение, где граничит с остальными типами изверженных пород. На север он прослеживается на расстоянии свыше 12 км, где граничит с среднезернистым гранитом типа Белухинского гранодиорита, который у дер. Ложниково уходит под темные тонкозернистые сланцы, сложенные в интенсивные складки с простиранием близким к меридиональному.

В районе рудника этот гранит слагает все водораздельные гребни, где часто образует живописные скалы с типичной матрацевидной и пластовой отдельностью. Среди скал с пластовой отдельностью иногда образуются целые ниши и гранитные палатки. Гребни с скалистыми выходами гранита дают начало многочисленным осыпям, спускающимся по склонам в долины падей. Последние покрыты современными отложениями мощностью до 10 м и выше. На более пологих склонах осыпи образуют гранитные потоки в виде нагроможденных плит, иногда колоссальных размеров. Строение этого гранита грубозернистое, он состоит из крупных (до 6 см) выделений полевого шпата, ортоклаза серого, иногда розоватого цвета, густо вкрапленных среди грубозернистой массы. Последняя состоит из того же ортоклаза, кислого плагиоклаза, кварца и мелких листочков биотита. Из примесей в значительном количестве имеется магнетит. Характерной особенностью этого гранита является наличие в нем включений молибденового блеска. Наиболее часто молибденит встречается вблизи рудника. Среди скалистых обнажений по гребню между падями Кривая Сендуя и Солонечная встречены отдельные турмалинизированные участки. Турмалинизация наиболее интенсивна среди выделений мелкозернистых разностей гранита, имеющих более светлую окраску.

Вблизи рудника в оболочке массива разведочными работами вскрыт ряд мелких гнезд пегматита, быстро выклинивающихся книзу и переходящих в трещины. Пегматит представляет собой полупрозрачный серый кварц, проросший крупными кристаллами ортоклаза. В зальбандах содержит отдельные зерна и гнезда кристаллического молибденита, а трещины, которыми заканчиваются эти гнезда, выполнены мелкочешуйчатой слюдкой, слагающей и зальбанды.

В пределах массива этого грубозернистого гранита на расстоянии около 1.5—2 км от рудника по дороге в дер. Ложниково встречена полоса шириною около 50—70 м светлой мелкозернистой разности того же гранита.

Никаких других изменений или включений среди гранита в пределах массива не найдено.

Не менее крупную роль в геологии Белухи играет среднезернистый роговообманково-биотитовый гранодиорит, вошедший в литературу под названием многослюдистого «гранита белухинского типа». Этот гранодиорит

образует самостоятельный изолированный массив и слагает большую и главную часть месторождения, граница на юге и юго-западе непосредственно с осадочными породами, среди которых образует отдельные пятна. Этот гранодиорит местами склонен к образованию пегматитовых фаций и содержит «захваты» темного метаморфического сланца.

Массив гранодиорита в разных местах, особенно же в пределах горы Белухи, прорезается целою сетью жил кварцевого порфирита, реже аплита, имеющих направление близкое к меридиональному. В коренном залегании эти жилы обнаружены только в пределах рудника, на остальной же площади они предполагаются по осыпям и отдельным обломкам на поверхности.

Будучи равномерно-среднезернистым на вершине горы и ее ближайших склонах, гранодиорит в гипсометрически низших пунктах рельефа приобретает некоторую порфировидность и увеличение зерна. Порфировидная разность, являющаяся, несомненно, фациальным изменением, прослеживается по левому склону распадка Ыкагуй в виде узкой полосы северо-восточного направления. Южная часть массива лишена порфировидности, но имеет более крупнозернистое строение. На гребнях между падями образует ряд красивых скал, но нигде не образует сколько-нибудь больших осыпей или каменных потоков. Никаких пегматитовых фаций, тем более «захватов» метаморфических сланцев в пределах всего массива не констатировано. В пределах горы Белухи, где гранодиорит пересекается множеством жил порфирита, нередки находки обломков гранодиорита, тесно сросшихся с темной мелкозернистой, часто сильно рассланцеванной массой, которые, рассматривались как «захваты» сланцев, тем более что наличие жил кварцевого порфирита упомянутым исследователем не было констатировано.

На самом же деле при внимательном изучении этих «захватов» под микроскопом и при сопоставлении их с образцами, взятыми из коренного залегания сильно динамо-метаморфизованных жил кварцевого порфирита, устанавливается их полное и несомненное сходство, в силу чего и отпадает предположение об остатках метаморфических сланцев среди гранодиорита, которым они когда-то были интрудированы. В целом ряде искусственных обнажений, вскрывающих жилы порфирита, наблюдается выполнение жильным материалом не только одной главной трещины: жильный материал проникал и по тонким, часто неправильным трещинам раздробления, сопровождающим главную. Иногда наблюдались случаи захвата кусков гранодиорита жильным материалом. После сильного динамометаморфизма оболочка массива подверглась разрушению и дала местами материал в виде обломков гранодиорита, тесно связанного с рассланцованным кварцевым порфиритом, который мы и находим на поверхности.

Весь массив гранодиорита, вследствие однородности своей массы, утомительно однообразен, как и описанный выше массив порфировидного гранита, если не считать небольшую с плоской вершиной сопку, находящуюся

восточнее горы Белухи, где гранодиорит оказался сильно турмалинизированным.

Сопка задернована, и о слагающих ее породах приходится судить по обломкам на поверхности. Осмотр этой поверхности показал, что в большей своей части сопка сложена среднезернистым гранодиоритом, и только на южном и юго-западном склонах среди обломков нормального гранодиорита встречены куски сильно турмалинизированной породы, окраска которой находится в прямой зависимости от степени турмалинизации. Большинство образцов как макроскопически, так и под микроскопом обнаруживают безусловную принадлежность их к гранодиориту, в различной степени проникнутому турмалином; среди них нередки обломки темной мелкозернистой породы, по своему облику напоминающие скорее шлировые выделения гранодиорита, чем метаморфические сланцы. Одновременно с турмалином некоторые образцы прорастаются множеством мелких зерен пирита.

Форма и характер залегания измененного турмалинизацией и пиритизацией гранодиорита, вследствие отсутствия каких-либо обнажений, не установлены. Площадь распространения обломков на поверхности очень невелика, во всяком случае она не превосходит 0.25 км². Следовательно, зону сильной турмалинизации следует считать местным изменением гранодиорита, стоящим вне какой-либо связи с осадочными породами. Отсутствие обнажений и небольшая площадь развития не позволяют наносить на геологическую карту как геологическое целое эту часть массива, тем более что турмалинизация в гораздо меньших размерах констатирована на южной окраине массива гранодиорита, а также и в пределах грубозернистого гранита в северной части района.

Гранодиорит, слагающий массив, в пределах которого находится вольфрамитовое месторождение, представляет собой темносерую породу, состоящую преимущественно из кислого плагиоклаза, от альбит-олигоклаза до нормального олигоклаза. В подчиненном ему количестве участвуют кварц, затем роговая обманка и биотит. Из примесей присутствуют апатит, титанит, и циркон. Строение варьирует от равномерно среднезернистого до порфировидного, причем одновременно с порфировидностью появляется калиевый полевой шпат-ортоклаз, но все же в незначительном количестве. Полевыми наблюдениями констатировано, что в гипсометрически высших пунктах, как гора Белуха, гранодиорит имеет равномерно-среднезернистое строение и ясно выраженную пятнистость, обусловленную скоплением темных и светлых минералов, иногда же полосчатость, когда эти скопления располагаются рядами. В нижней части склона в юго-восточном направлении гранит становится порфировидным, а далее на юг к осадочным породам порфировидность исчезает. Порода становится более крупнозернистой с менее выраженной пятнистостью. Характерным отличием пород массива

от сходных с ними изверженных пород других частей района является наличие мелких шлировых выделений в виде мелкозернистой массы, бедной светлыми минералами. Наиболее часто шлировые выделения встречаются в пределах рудника.

Небольшой массив, вытянутый в северо-восточном направлении и находящийся в северо-западной части горы Белухи, образует мелкозернистый роговообманково-биотитовый порфировидный гранит, по составу близкий к гранодиориту. Строение его несколько напоминает гранит-порфир. Окраска тусклосерая, ровная. Кроме характерных для гранодиорита минералов сюда входит в большом количестве ортоклаз; вся масса хорошо раскристаллизована и породообразующие минералы находятся в других количественных отношениях. Так например, здесь гораздо больше кварца и меньше кислого плагиоклаза, чем в гранодиорите. Заслуживает внимания содержание берилла; последний был встречен в одном из образцов с вершины горы Белухи в виде продолговатого кристалла слабозеленоватой окраски длиною около 3 см. Берилл (аквамарин) оказался очень тесно связанным с массой гранита. Вторично он в виде очень маленького правильного кристаллика был встречен под микроскопом. От окружающих его изверженных пород этот гранит резко отличается своей окраской и строением, остающимися одинаковыми в пределах всего массива. Никаких изменений, как это наблюдается в описанных массивах, здесь не констатировано. Массив очерчивается только на основании обломков и осыпей на поверхности, так как коренных выходов не образует, если не считать несколько искусственных обнажений в виде разведочных выработок на вершине горы Белухи. Этот гранит принадлежит, повидимому, к жильной фации гранодиорита, образовавшейся в контакте между ним и грубозернистым порфировидным гранитом. В западной части района к описанным изверженным породам примыкает часть гранита, уходящего широким полем в сторону Букукинского м-ния, который поэтому был назван гранитом «букукинского типа». Названный гранит является, повидимому, самым молодым, ибо он, как увидим ниже, прорывает толщу сланцев, сильно метаморфизуя их в контакте. По своему строению он довольно резко даже макроскопически отличается от гранитов и гранодиорита Белухи. Только по окраске, частично и по строению, он несколько напоминает мелкозернистый порфировидный гранит Белухи, да и то лишь на некотором расстоянии от его восточной и и юго-восточной границы. Будучи тусклосерым, он более крупнозернист, чем его аналог Белухи; имеет некоторую порфировидность, которая становится более выраженной по мере приближения к Букуке. Эти сходства, повидимому, дали основание принять оба гранита за одну интрузию и выделить их на карте как одно геологическое целое, в то время как, по наблюдениям автора, мелкозернистый гранит Белухи кончается, не доходя около 0.5 км до гранита «букукинского» типа. В контакте с изверже-

ными породами Белухи, а также и с метаморфическими сланцами, этот гранит имеет равномерно-мелкозернистое строение и темную слегка розоватую окраску. Макроскопически заметны рассеянные чешуйки биотита.

По мере движения на запад на расстоянии около 0.5—0.75 км от контакта гранит постепенно становится темносерым и крупнозернистым с нечетко выкристаллизовавшимися полевыми шпатами. Такое строение для него является нормальным на остальной площади его развития, включая и Букуку.

Следовательно, отсутствие роговой обманки и наличие большого количества альбита отличает его от сходного с ним мелкозернистого гранита Белухи и минералогически. Как и прочие породы Белухи, биотитовый гранит «букукинского» типа не выступает в виде обнажений из-под прикрывающих его, хотя и неглубоких, наносов.

Изменение этого гранита можно наблюдать наиболее полно только по шоссейной дороге Белуха — Букука, где он местами вскрыт выемками. В других местах среди тайги он образует отдельные, выступающие из под растительного покрова глыбы, а на склонах часто — осыши.

Кроме описанных массивов на вершине горы Белухи широко представлена порода, названная «грейзенизованным кварцевым порфиром». При тщательном исследовании всей площади, особенно после изучения под микроскопом ряда образцов, с несомненностью устанавливается принадлежность грейзена к грубозернистому биотитовому порфировидному граниту. Этот грейзенизованный гранит располагается в начале северо-восточного склона, где он образует большие осыпи, спускающиеся далеко вниз по склону. Следовательно, эту породу следует рассматривать как часть массива грубозернистого гранита, измененную, как увидим ниже, под влиянием соседней позднейшей интрузии.

Из жильных пород в районе Белухи распространены следующие: 1) кварцевый порфирит, 2) кварцевый порфир и 3) аплит. Все эти жильные породы заполняют трещины исключительно среди массива гранодиорита. Наиболее широко развиты жилы кварцевого порфирита. Судя по осыпям и искусственным обнажениям (в виде различных разведочных выработок), наибольшее количество жил порфирита залегает в пределах самой горы Белухи. В южной части массива гранодиорита обломки его встречаются довольно редко. Мощность этих жил, известных нам по искусственным обнажениям, колеблется от нескольких сантиметров до 2 м и выше. Простирание их близкое к меридиональному. Падение от 25-30° до 75° и почти вертикальное. Все жилы падают на юг и юго-запад. В пределах месторождения большинство этих жил, особенно маломощных, сильно динамометаморфизованы и образуют тонкую, иногда плойчатую слоистость, местами же милонитизированы, в то время как в южной части массива, судя по обломкам, обнаруженным на гребне между Ерничной и Дыроватой, в верховье пади Зимовьинской такого сильного давления они не претерпевали.

Окраска порфирита варьирует от серовато-темной до почти черной с зеленоватым оттенком. В образцах, не подвергшихся давлению, среди тонкозернистой их массы макроскопически хорошо различимы мелкие вкрапленники кварца и полевых шпатов. Последние, как установлено под микроскопом, принадлежат исключительно к кислому плагиоклазу. В раздавленных и рассланцованных образцах вкрапленники наблюдаются редко. Здесь они обычно раздроблены и вытянуты параллельно сланцеватости. В числе вкрапленников нередка роговая обманка. Крупную роль в составе порфирита играет и биотит. Минералы мелкозернистой массы неразличимы, но, повидимому, эта масса состоит преимущественно из биотита с примесью кварца, роговой обманки и реже полевых шпатов. Структура ее часто флюидальная.

Протяженность жил кварцевого порфирита, вследствие малой их обнаженности, не установлена.

Кварцевый порфир констатирован исключительно в пределах рудника и то лишь по обломкам на поверхности. В виде узкой полосы северо-западного направления эти обломки прослеживаются в вершине пади Ингаринта, где они приурочены к контакту между порфировидным грубозернистым гранитом и гранодиоритом. Связь с линией контакта настолько очевидна, что обломки кварцевого порфира служили при съемке руководящей породой. Двигаясь нормально к линии контакта и встречая эти обломки, можно сразу утверждать, что через 5—6 м начнется массив другой изверженной породы, что на деле всегда подтверждалось. В вершине упомянутой пади куски кварцевого порфира по линии контакта прослежены на расстоянии около 0.5 км. Такая же связь с контактом замечена на вершине Белухи между гранодиоритом и мелкозернистым порфировидным гранитом. Отдельные обломки его встречены и на склоне горы между падью Ерничной и шоссейной дорогой также в предполагаемом контакте между этими породами. Вне контакта порфир встречен только в одном месте — на борту разреза по жиле № 1. Судя по обломкам, редко достигающим размеров 25—30 см в поперечнике, он залегает в виде жил небольшой мощности. Окраска его серая, коричневатая, реже светлорозовая. Строение тонкозернистое с резко очерченными вкрапленниками круглых зерен полупрозрачного, обыкновенно дымчатого кварца и серых, часто коричневых и розоватых полуразрушенных кристаллов полевого шпата. Вкрапленники кварца связаны с вмещающей его мелкозернистой массой очень непрочно, вследствие чего при раскалывании породы ударом молотка зерна его остаются целыми, удерживаясь в одной из половин расколотого куска, в то время как в другой половине его остаются гнезда. Приуроченность к контактовым линиям кварцевого порфира, однако, нельзя считать строго обязательной: в известных нам вскрытых в коренном залегании контактах, — как между грубозернистым порфировидным гранитом и гранодиоритом, так и между последним и мел-

козернистым порфировидным гранитом, — кварцевого порфира не обнаружено.

Менее часто встречаются жилы аплита. До сих пор встречена только одна жила мощностью около 30 см, с падением СВ 80° ∠ 80°; она вскрыта только в одном месте эксплоатационным разрезом по жиле С. Элементы залегания этой жилы нуждаются в проверке, так как одного обнажения, дающего не вполне ясные плоскости соприкосновения с гранодиоритом, недостаточно. Окраска аплита светлокоричневатая; по строению он принадлежит к категории мелкозернистых; обломков аплита на поверхности не констатировано. На юго-восточной окраине массива гранодиорита между падями Зимовьинской и Ингаринтой в виде высоких острых скал с крутым обрывом в сторону пади Ингаринта встречена порода по окраске и составу, близкая к андезиту; она состоит из зерен диопсида, небольшого количества кварца и полевого шпата. Форма залегания не установлена, но небольшая протяженность скал меридионального направления говорит о том, что эта порода, встреченная здесь вместе с порфиритом, залегает в виде жилы большой мощности (около 10—15 м), имеющей простирание близкое к широтному. Скалистые выходы разбиты трещинами отдельности, среди которых трудно выделить наиболее ясно выраженные. Если крутой обрыв на восток, дающий почти вертикальную стенку, отнести за счет тектонических воздействий, то тогда господствующая трещиноватость должна иметь направление, близкое к меридиональному.

Вообще же характерной особенностью всех жил Белухинского района, залегающих, как упомянуто выше, исключительно среди гранодиорита, является раздробленность трещинами одновременно с вмещающим их массивом, если не считать часть маломощных жил кварцевого порфирита Белухи, которые подверглись давлению с образованием тонкой сланцеватости, не отразившейся на вмещающей породе, как и их частичная милонитизация. Осадочные породы появляются только в южной части района месторождения, где они окаймляют массив гранодиорита. Представлены они преимущественно темными тонкослоистыми глинистыми сланцами, сложенными в крутые складки северо-восточного направления, близкого к широтному. Выходят они на поверхность очень редко, но часто образуют на склонах осыпи мелкой щебенки. Только на вершине высокой сопки в пределах гребня между падями Ерничной и Зимовьинской, известной под именем «Арбуй», сланцы лишены наносов, вследствие чего они выходят на дневную поверхность, обнаруживая простирание складок СВ 70° и падение ЮВ 75—80°. По мере движения на север замечено уменьшение угла падения до 50°.

Для толщи сланцев характерным является положение их на гипсометрически высших пунктах в пределах водораздельных гребней, в то время как пониженные части этих гребней занимает гранодиорит, что находится

в зависимости от размыва поверхности массива гранодиорита, подстилающего указанные толщи. Толща сланцев не содержит палеонтологического материала, если не считать редких находок между падью Сангинной и Ерничной, напоминающих отпечатки растений. Эти отпечатки имеют форму вытянутых палочек длиной в 2-3 см, но вследствие плохой их сохранности определить не только вид, но и отнести их к растениям не представляется возможным. Такого рода отпечатки были обнаружены, повидимому, и С. А. Докторовичем-Гребницким в окрестностях дер. Олданды.

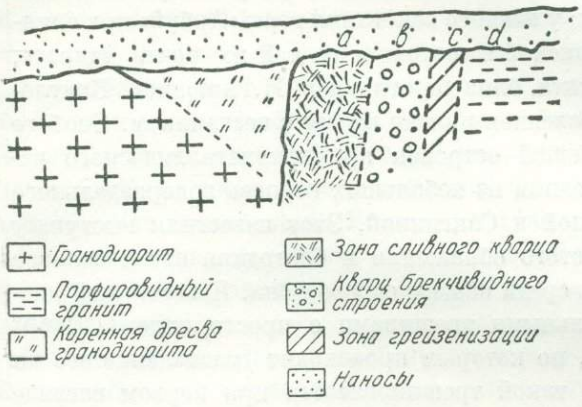
Кроме сланцев, на южных и юго-восточных окраинах гранодиорита констатированы песчаник и конгломерат в виде очень узких полос между сланцами и гранодиоритом. Полосы эти прослежены только по обломкам на поверхности, так как коренных выходов они не образуют, причем песчаник обнаружен в двух пунктах: у южного основания горы «Арбуй» при слиянии падей Ыкагуй и Зимовьинской и восточнее на той же почти широте, на левом склоне к пади Ингаринта, близ дороги в дер. Н.Гирюнино. Конгломерат же встречен только в последнем пункте вместе с песчаником. Особого внимания заслуживает небольшой островок крупнокристаллического известняка, расположенный на одном из небольших отрогов водораздельного гребня между падями Ерничной и Сангинной. Этот известняк выступает на поверхность в виде скалистого обнажения и благодаря своей белизне становится заметным издалека среди общего серого фона. Известковый массив разбит резкими параллельными трещинами с простиранием СВ 50° и падением около 60° на ЮВ, по которым происходит распадение его на отдельные плиты. Вследствие такой трещиноватости при первом взгляде известковый массив производит впечатление жил светлосерой породы, с хорошо выраженными элементами залегания, особенно в местах, где часть плит выпала. С поверхности известняк покрыт зеленоватой коркой выветривания толщиною около 0.5 см. Положение этого островка среди массива гранодиорита осталось не объясненным. Возможно, что его следует принять за часть размытой палеозойской толщи, которая была прорвана гранодиоритом, как это считает М. М. Тетяев.

V. СООТНОШЕНИЯ МЕЖДУ ИЗВЕРЖЕННЫМИ ПОРОДАМИ

Четыре типа изверженных пород, слагающих район Белухинского м-ния, характеризуются каждый своими особенностями. Они отличаются друг от друга по строению, структуре и петрографическому составу. Кроме того массивы этих пород резко отграничены друг от друга. Постепенности переходов между ними, как это наблюдал С. А. Докторович-Гребницкий в районе Кукульбея, здесь не обнаружено. Эти признаки позволяют признать, что район Белухи формировался четырьмя последовательными интрузиями кислой магмы. Если это так, то остается установить эту после-

довательность, для чего необходимо предварительно рассмотреть контактовые взаимодействия данных пород.

Наиболее резко контактовые изменения наблюдаются между двумя главными массивами, именно между грубозернистым порфировидным гранитом, слагающим всю северную часть района, и роговообманково-биотитовым гранодиоритом, слагающим южную часть. Прежде всего необходимо еще раз подчеркнуть, что эти массивы резко отличаются по строению и петрографическому составу. Следовательно, состав магмы, из которой формировались эти массивы, различен. Возникает вопрос, который из этих массивов образовался раньше? Ответ на этот вопрос дает изучение контактовых изменений, которые, к сожалению, пришлось наблюдать только в двух-трех местах, вскрытых разведочными канавами. Тем не менее этих пунктов вполне достаточно, чтобы констатировать следующее:



Фиг. 1. Контакт между гранодиоритом и порфировидным гранитом.

1) линия контакта выражена очень резко в виде крутопадающей стенки, обусловленной сохранностью массива порфировидного гранита и сильной разрушенностью с превращением в коренную дресву гранодиорита на некоторую глубину, как это указано на фиг. 1;

2) по мере приближения к контакту на расстоянии 3—5 м заметно уменьшение крупности зерна гранодиорита;

3) массив грубозернистого порфировидного гранита начинается сливным кварцем роговикового типа, с мелкими чешуйками мусковита, образующими гладкую стенку в сторону дресвы гранодиорита.

Зона сливного кварца, имеющая мощность около 3 м, постепенно переходит в плотную землистую, с окременелыми участками, породу неравномерно-мелкозернистого строения. Здесь обнаружены остатки ортоклаза, уцелевшие при замещении их серицитом и кварцем. Обе зоны характеризуются порфиробластической структурой, обусловленной остроугольными обломками зерен обыкновенного водяно-прозрачного кварца.

Среди сливного кварца встречены мелкие неправильные различно вытянутые зерна кальцита. Вторая зона характеризуется тем, что она среди мелкозернистой массы содержит механические включения кусков той же кремнистой породы, а местами — гнезда типичного грейзена. Включенные куски имеют довольно странную форму. Обыкновенно с одной стороны

они как бы окатаны, но окатанные части имеют шероховатую поверхность. С другой стороны они, расширяясь, сливаются с мелкозернистой массой. Таким образом округленные части образуют как бы своего рода головку, постепенно переходящую в мелкозернистую массу. В общем они придают этой зоне брекчиевидный характер с раковистым изломом. При ударе порода легко разламывается, обнажая обтертые части брекчии, почти всегда окрашенные окислами железа. Эта брекчиевидная зона постепенно переходит в узкую слабовыраженную зону грейзенизации, за которой начинается нормальный гранит. Грейзенизация намечается замещением слюдкой и частично кварцем зерен полевого шпата, особенно хорошо наблюдаемое на фенокристаллах. Таким образом, в сторону массива порфировидного гранита от линии контакта наблюдаются следующие зоны, связанные постепенным переходом

a) сливной кварц мощностью около 3 м;

b) мелкозернистая кварцевая масса, напоминающая предыдущую зону, но имеющая брекчиевидное строение; содержит остатки полевых шпатов; мощность около 8 м;

c) слабо-грейзенизованный гранит на протяжении около 1 м;

d) нормальный порфировидный гранит.

Для более полной характеристики этого контакта необходимо отметить, что грейзенизация с различной интенсивностью прослеживается положительно по всему южному контуру массива порфировидного гранита, соприкасающемуся с гранодиоритом. Обломки в различной степени грейзенизованного гранита были взяты за руководящую породу при нанесении линии контакта, что значительно облегчило выполнение этой работы при отсутствии обнажений.

По мере удаления на восток грейзенизация постепенно затухает, и на расстоянии примерно 2 км от Белухи признаков ее не обнаружено. Наиболее сильное проявление грейзенизации имело место на вершине Белухи, где грейзеном сложена значительная площадь, особенно в виде осыпей начала северо-восточного склона. Это явление здесь настолько интенсивно, что по образцам грейзена часто трудно определить, какая порода подверглась грейзенизации. Однако, изучение всей площади, сложенной грейзеном, показывает, что в северном направлении он связан постепенным переходом с порфировидным гранитом, в то время как у начала гранодиорита грейзен резко обрывается, что с достоверностью указывает на грейзенизацию именно порфировидного гранита, а не кварцевого порфира. Это же подтверждается и рядом образцов, сохранивших первоначальное строение гранита с частичным замещением выделений фенокристаллов ортоклаза; в образцах полностью сохранились вкрапления дымчатого кварца. В главной своей части, грейзен, как упоминалось выше, представляет собой скопления мелких чешуек коричневой и золотистобурой слюды,

среди которой часто сохранились только редкие зерна дымчатого кварца. Среди слюдки имеются зерна фиолетового плавикового шпата и много пирита. По своему строению эта порода пористая, с пустотами выщелачивания кубиков пирита, часто содержит неправильные трещины с раздувами, плоскости которых окрашены окислами железа, а иногда устланы щеточками мелких кристалликов горного хрусталя. Явление грейзенизации, как установлено особенно ясно под микроскопом, состоит в псевдоморфизации полевых шпатов мелкочешуйчатой слюдкой, кварцем, флюоритом и частично пиритом.

Следовательно, на протяжении свыше 1 км вокруг порфировидного гранита наблюдается как бы пояс грейзенизации, выклинивающийся в восточном направлении и обрывающийся при смене гранодиорита мелкозернистым гранитом в западном направлении. Положение контактового пояса грейзенизации заставляет связывать его с интрузией гранодиорита, чем и определяется сравнительный возраст этих массивов. Но если бы это было безусловно так, то указанный пояс так или иначе обнаружился бы между этими массивами и в восточном направлении. Наиболее же убедительным фактом, говорящим о более позднем образовании гранодиорита, является уменьшение его зерна близ контакта и сильное окварцевание гранита с полной ликвидацией характерных для него первичных минералов в непосредственном контакте. Явление окварцевания, сопровождавшееся раздроблением, необходимо связать с интрузией гранодиорита, под влиянием высокой температуры которой произошел переход биотита в мусковит и замещение остальных минералов, особенно полевых шпатов. Кроме того в зоне контактового воздействия была создана зона раздробления, по которой более свободно циркулировала вода, отложившая большую часть роговикового кварца и окислы железа, частично окрасившие брекчию. Таким образом, контактовые изменения были осложнены последующей циркуляцией вод. Остаются неизвестными причины превращения гранодиорита в непосредственном контакте в коренную дресву. Здесь, повидимому, кроме воды, крупную роль сыграло и давление, вызвавшее, как увидим дальше, небольшие передвижки этих массивов относительно друг друга.

Что же касается упомянутого выше небольшого массива мелкозернистого порфировидного гранита, то положение его в контакте между гранодиоритом и грубозернистым гранитом говорит о том, что он образовался позднее этих двух главных изверженных пород. Близкое его сходство по петрографическому составу с гранодиоритом и разница в строении говорят о том, что этот мелкозернистый гранит образовался из того же магматического очага, что и гранодиорит, но в другую фазу, т. е. тогда, когда гранодиорит уже существовал. Кристаллизация гранита происходила в других условиях, повидимому, на большей глубине и при более высокой температуре и давлении; вероятнее всего предположить, что при поднятии магмы по наиболее ослабленной зоне между двумя массивами, под влиянием ее высоко-

температурных газов и паров произошла грейзенизация и порфировидного гранита по линии контакта на расстоянии около 2 км от интрузии. Гранодиорит несет следы грейзенизации только в непосредственном контакте с этим мелкозернистым гранитом. Такое предположение наиболее вероятно потому, что грейзенизация постепенно затухает по линии контакта в восточном направлении. Слабая же грейзенизация гранодиорита под влиянием этой интрузии может быть объяснена тем, что гранодиорит вообще не способен давать такого типичного грейзена, как грубозернистый гранит, что установлено при изучении боковых пород рудоносных жил.

Особое место занимает слабо изученный петрографический массив гранита «букукинского» типа, появляющийся на западной окраине района. Непосредственных контактов этого гранита с изверженными породами Белухи наблюдать не удалось, но хорошо выраженная мелкозернистость с полным отсутствием свойственного граниту порфировидного строения вблизи предполагаемого контакта говорит о его позднейшем происхождении.

Таким образом, намечается следующий порядок интрузии изверженных пород: 1) грубозернистый биотитовый порфировидный гранит, 2) среднезернистый роговообманково-биотитовый гранодиорит, 3) мелкозернистый роговообманково-биотитовый гранит и 4) гранит «букукинского» типа (?).

VI. СООТНОШЕНИЯ МЕЖДУ ИЗВЕРЖЕННЫМИ И ОСАДОЧНЫМИ ПОРОДАМИ

Контакты между осадочными и изверженными породами можно наблюдать в исключительно редких случаях, так как местность вся задернована, покрыта тайгой и обнажения пород отсутствуют. Тем не менее прослеживая смену пород по осыпям и отдельным обломкам на поверхности, не трудно установить по крайней мере один и весьма важный момент: являются ли осадочные породы прорванными, или же они отлагались на изверженных породах в нормальном порядке в условиях морского режима. Наблюдениями над контактовой зоной в юго-западной части района установлено, что осадочные породы представлены здесь исключительно темными глинистыми сланцами, обнаруживающими вблизи массива гранита «букукинского типа сильную метаморфизацию на расстоянии около 500 м от контакта. По внешнему виду метаморфизованный сланец представляется породой более крупнозернистой, чем обычные нормальные сланцы. Окраска его также более темная с зеленоватым оттенком, в то время как нормальный сланец имеет окраску серовато-темную. Сланцеватость, обыкновенно довольно тонкая, свойственная нормальным сланцам, здесь отсутствует. Порода является массивной и по сумме упомянутых внешних признаков близко напоминает кварцевый порфирит Белухи. Но по мере удаления от массива гранита на юг и юго-запад эти признаки контактового метаморфизма

постепенно исчезают, и на расстоянии около 500 м сланцы становятся нормальными. Изучением под микроскопом образцов метаморфизованных сланцев, взятых близ массива гранита, установлено развитие биотита, роговой обманки и плагиоклаза. Вся порода, кроме того, пронизана множеством мелких зерен пирита. Следовательно, высказанное ранее предположение, на основании изменений в строении гранита в контакте с изверженными породами, о более молодом возрасте гранита «букукинского» типа подтверждается довольно резким ореолом метаморфических сланцев, хотя он и не содержит представителей типично-контактовых минералов. Прорыв осадочной толщи этим гранитом наиболее полно наблюдается в районе Букукинского м-ния. Что же касается соотношения массива гранодиорита и осадочных пород, то здесь наблюдается совершенно другая картина. Вслед за гранодиоритом совершенно неожиданно начинается узкая полоса конгломерата, состоящая из гальки различных размеров. Цементом является грубая масса, напоминающая дресву гранита. Наиболее крупная галька хорошо окатана, а мелкая, величиною с горошинку и более, часто имеет угловатую форму. Вся галька состоит из изверженной серовато-темной породы с заметной гнейсификацией. При ударе конгломерат легко распадается. Особенно легко отделяется от цемента галька.

Под микроскопом обнаружено, что цемент состоит преимущественно из альбит-олигоклаза, с углом оптических осей $2V=86°$, на ряду с которым встречены хлоритизированные чешуйки биотита и значительное количество кварца, связанные тонкой глинистой массой, т. е. основные минералы, образующие гранодиорит. Роговая обманка, как менее устойчивый минерал, повидимому, разрушена или замещена биотитом.

Галька под микроскопом представляется сильно катакластической породой, состоящей из тех же минералов, что и гранодиорит. Отличается отсутствием роговой обманки и наличием вторичного кварца. Ни галька, ни вмещающий ее цемент, никаких следов контактового метаморфизма не несут. Вслед за конгломератом постепенно начинается такая же узкая полоса мелкозернистого песчаника, имеющего светлокоричневатую окраску, в то время как конгломерат окрашен в грязносерый цвет.

Переход осуществляется путем постепенного уменьшения размеров гальки до полного исчезновения ее, что сопровождается и постепенной сменой окраски. Промежуточная порода представляет собой неравномерно мелкозернистый песчаник, среди которого легко наблюдать редко рассеянную гальку, величиной с горошинку. В одном из образцов этой переходной породы обнаружен плохо сохранившийся отпечаток какой-то двустворки, точнее неопределимой. Песчаник под микроскопом представляется явно кластической породой, состоящей из остроугольных зернышек кварца и полевого шпата с запутавшимися среди них редкими чешуйками хлорита и серицита, причем полевой шпат принадлежит преимущественно плагиоклазу.

Отдельные образцы песчаника с темными линзами и тонкими прослойками заставляют полагать, что между песчаником и толщей глинистых сланцев существует также постепенный переход. Вблизи контакта на вершине гребня выходы сланцев обнаруживают северо-восточное простирание складчатости с падением на СВ около 50°. Таким образом необходимо считать бесспорным,что сланцевая свита лежит на гранодиорите, подстилаясь небольшой толщей основного конгломерата, переходящего выше в песчаник. В силу этих обстоятельств отпадает полностью предположение о прорыве гранодиоритом осадочной толщи, тем более что осадочные породы не несут следов контактового метаморфизма. Теперь остается установить только возраст самих сланцев. Осмотром ряда выходов их на поверхность не обнаружено никаких следов ископаемых, если не считать неясных отпечатков растений, найденных в вершине пади Сангинной, но принадлежность этих отпечатков именно к растениям остается также не выясненной вследствие плохой их сохранности. Затем один экземпляр неясного отпечатка двустворки, найденный среди грубого песчаника, вернее конгломерата на границе с песчаником, также не решает вопроса о возрасте. Небольшой масштаб работ не позволил уделить достаточно внимания обследованию толщи района Белухи в местах значительного ее расчленения ручьями и падями, где можно было бы получить больше данных для решения указанного вопроса. В настоящее время в этом нет особой необходимости, так как работами М. М. Тетяева в течение последних трех лет совершенно определенно констатировано, что вся толща осадочных пород, предположительно относимая к палеозою, принадлежит к нижней юре — лейасу. Возраст этой свиты установлен на основании морской фауны, обнаруженной геологом С. А. Призантом в районе дер. Турги, находящейся в 40 км к юго-западу от Белухи. По данным М. М. Тетяева, нижняя юра рассматриваемого района представлена «черными глинистыми сланцами, темными и серыми песчаниками, реже — конгломератами с прослоями черных сланцев». Эта характеристика в основном отвечает осадочной толще окрестностей Белухи. Но здесь необходимо заметить, что вся эта свита, с точки зрения М. М. Тетяева, является аллохтонной и представляет собой 4-й покров известного нам тектонического разреза. Если это так, то приведенный мною выше разрез необходимо рассматривать как случайное совпадение последовательности залегания на гранодиорите конгломерата, переходящего в песчаник и далее — в сланцы.

Однако минералогический состав гальки и цемента, так близко совпадающий с составом гранодиорита, вряд ли можно считать случайным совпадением. Отсюда аллохтонность комплекса осадочных пород, слагающих окрестности Белухи, а следовательно, и Турги, приходится взять под большое сомнение, несмотря на то, что вопрос об аллохтонности М. М. Тетяев считает ясным и вполне доказанным.

Не менее сомнительным является и находка морской нижнеюрской фауны в пределах Букуки, хотя в печати эта находка до сих пор не отмечена. Морская фауна, по словам геолога С. А. Призант, найдена им у пади Ыкагуй при слиянии с ней пади Ерничной, т. е. в 7—8 км южнее рудника.

Придавая большое значение этой находке, я обратился к нашедшему фауну С. А. Призант с просьбой указать мне это место. Однако определенного указания о местонахождении ее я не получил. Мои же попытки самостоятельно найти палеонтологический материал как у пади Ыкагуй, так и в других местах успехом не увенчались. Принимая во внимание отрицательные результаты своих поисков и некоторую таинственность упомянутой находки, которая по существу не должна представлять никакого секрета, я и отношусь к этой находке осторожно. Кроме того работы Геологического комитета по картированию Забайкалья ведутся с 1926 г., но до сих пор среди множества полемических статей М. М. Тетяева, помещенных в периодической литературе Геологического комитета, не отведено места для сообщения о столь важной находке. Не упомянуты также хотя бы некоторые виды из «обильной» фауны, найденной тем же геологом С. А. Призант в районе села Турги, в то время как найденная в том же 1927 г. в районе Газимура *Estheria Middendorfii* была немедленно отмечена в печати (Тетяев, 1927, 2).

Следовательно, для определения возраста осадочных пород Белухинского района не имеется очевидных данных, и этот вопрос пока нужно считать открытым.

Однако, по данным первых исследователей края (А. П. Герасимов, В. А. Обручев и А. Гедройц), а также в связи с более поздними работами (С. А. Докторович-Гребницкий), осадочная толща рассматриваемой области принадлежит скорее к палеозою. Конечно, одновременно не исключена возможность существования и юры у Турги, где она до некоторой степени установлена еще О. Рейссом, а затем в 1927 г. С. А. Призант. К сожалению, мы не имеем более подробных сведений об этой фауне (в литературе не приведено ни видов, ни форм ее), и этих данных вряд ли достаточно для отнесения осадочных пород Белухинского района к юрскому возрасту. Относительный же возраст осадочных и изверженных пород Белухи, как это следует из приведенного фактического материала, следующий.

Самой древней породой Белухи является грубозернистый порфировидный гранит, расположенный в северной части района.

Этот гранит был прорван интрузией гранодиорита, что устанавливается по контактовой линии, где грубозернистый гранит сильно окварцован и превращен в брекчию, в то время как гранодиорит в этом же контакте имеет более мелкозернистое строение. Вслед за интрузией гранодиорита вскоре же последовала небольшая интрузия мелкозернистого гранита. Последняя нашла себе выход из глубин по наиболее ослабленной зоне — в контакте между существовавшими к этому времени порфировидным гранитом и гра-

нодиоритом, дав породу, по структуре близкую к гранит-порфиру, а по составу — к гранодиориту, но с большим количеством кварца и калиевых полевых шпатов. Под влиянием, повидимому, этой более молодой интрузии, грубозернистый гранит был грейзенизован вдоль линии контакта его с гранодиоритом, где пары и газы могли найти себе более свободный выход. Наиболее сильное проявление грейзенизации имело место вблизи самой интрузии, т. е. на вершине Белухи, где этому процессу подверглась значительная площадь порфировидного гранита, но по мере удаления от интрузивного тела грейзенизация постепенно замирала. Так, повидимому, образовался пояс грейзенизации по линии контакта упомянутых пород, постепенно выклинивающихся к востоку на расстоянии около 1—1.5 км от образовавшей его интрузии. Гранодиорит же слабо грейзенизован только в непосредственном контакте с новообразовавшимся гранитом и то лишь в очень узкой зоне; в контакте с порфировидным гранитом он грейзенизации не подвергся. Причина такой устойчивости этого массива коренится в его структуре и минералогическом составе, что с достоверностью установлено при изучении кварцевых рудоносных жил. Кварцевая жила, пересекающая одновременно гранодиорит и порфировидный гранит, в своем соседстве с порфировидным гранитом создает сильно грейзенизованную зону, в то время как соседство с гранодиоритом приводит к образованию очень узкой зоны кварцево-слюдяного аггрегата с пиритом и флюоритом.

Образованию мелкозернистого гранита предшествовали жилы аплита и кварцевого роговообманково-биотитового порфирита, ибо они встречаются только среди гранодиорита. Следовательно, период образования жильных формаций лежит между периодами образования гранодиорита и схожего с ним по составу мелкозернистого порфировидного гранита. Что же касается кварцевого порфира, то он образовался вслед за гранодиоритом и мелкозернистым гранитом. Точно определить относительный возраст его не представляется возможным, так как коренные выходы этой породы, а следовательно, и форма залегания ее еще не установлены. Наиболее вероятно, что кварцевый порфир образовался вслед за гранодиоритом, так как обломки его приурочены к контакту между ним и грубозернистым гранитом.

Процесс рудообразования, связанный, повидимому, с одним магматическим очагом, имел место после охлаждения последней интрузии мелкозернистого гранита, так как кварцевые жилы пересекают положительно все названные породы.

Теперь остается установить отношение этих пород к комплексу осадочных образований. Нахождение основного конгломерата и песчаника, лежащих у основания сланцевой толщи и имеющих один минералогический состав с подстилающим их гранодиоритом, говорит о том, что после своего образования гранодиорит был продолжительное время покрыт морем. К моменту наступления моря существовала более древняя толща осадочных по-

род, уничтоженная этим морем до основания. Подтверждением этому является сохранившийся от размыва, благодаря своему положению в углублении гранодиорита, островок кристаллического известняка. Следовательно, гранодиорит интрудировал в древнюю, осадочную толщу, представителем которой является сохранившийся островок крупнокристаллического известняка.

Что же касается сланцевой толщи, лежащей на гранодиорите и подстилаемой конгломератом, то за отсутствием палеонтологического материала, геологический возраст ее остается не установленным, но провизорно и на основании первых работ, как это считает В. А. Обручев, наиболее правильно отнести ее к палеозою, именно к его верхнему отделу. Эта осадочная толща прорвана последней, четвертой, самой молодой (?) в районе интрузией, давшей гранит «букукинского» типа. Вокруг этого гранита имеется ореол метаморфизованных сланцев, что и указывает на его более молодой возраст. Представление об этом прорыве составлено по одному только пункту и поэтому не может быть сколько-нибудь твердым. Время внедрения не установлено, но наиболее вероятно, что оно относится к моменту герцинской складчатости, так как последнюю альпийскую складчатость в рассматриваемой области нельзя считать доказанной.

Итак, порядок вероятных возрастных соотношений пород Белухинского района на основании фактического материала и высказанных соображений представляется возможным условно конкретизировать в следующем виде:

1. Грубозернистый биотитовый порфировидный гранит — архей.

2. Островок крупнокристаллического известняка, зажатый среди гранодиорита, — архей, возможно палеозой.

3. Среднезернистый роговообманково-биотитовый гранодиорит — палеозой, возможно архей.

4. Мелкозернистый роговообманково-биотитовый порфировидный гранит—палеозой, возможно архей.

5. Аплит, кварцевый роговообманково-биотитовый порфирит и кварцевый порфир—палеозой, возможно архей.

6. Осадочная толща (глинистые сланцы, песчаник и конгломерат) — палеозой (?).

7. Гранит «букукинского» типа — палеозой — посткарбон.

Приведенная схема является первой попыткой на основании небольшого фактического материала, собранного автором, формулировать соотношения пород района Белухинского вольфрамитового м-ния.

При дальнейших работах является настоятельно необходимым определение возраста осадочных образований, на основании точного палеонтологического материала, который только и может служить критерием для более точного и обоснованного определения геологического возраста.

VII. ТЕКТОНИКА

Вопрос о тектонике Забайкалья, как и о стратиграфии пород, приобрел живой интерес в связи с работами геолога М. М. Тетяева. Поэтому тектонику Белухинского района нельзя рассматривать отдельно от тектоники всего Забайкалья.

На тектонику Забайкалья в настоящее время существует два взгляда. В основании одного из них, разработанного первыми исследователями этой страны, лежат процессы преимущественно дизъюнктивного порядка. Сущность этого взгляда вкратце состоит в следующем. Забайкалье представляет собой докембрийскую складчатую страну, разбитую многочисленными параллельными сбросами северо-восточного направления на ряд грабенов и горстов. В грабенах сохранились водные бассейны, которые в разные геологические времена отлагали соответствующие им осадки от палеозоя до третичных. По линии разломов изливались разные эффузивные породы. Последокембрийская складчатость постепенно замирала, не имея большого размаха.

Новый взгляд на тектонику принадлежит М. М. Тетяеву, который отрицает господствующее значение сбросов и противопоставляет им процессы исключительно пликативного характера. Согласно этому взгляду коренной осадочной породой Забайкалья (автохтонной) является только верхняя юра, на которой располагается целый комплекс пород палеозойских и мезозойских аллохтонного происхождения.

Этот аллохтонный комплекс пород своим положением и географическим местонахождением обязан боковому давлению (стрессу), имевшему направление с юго-востока на северо-запад. Указанием на такое направление давления является участок между рр. Аргунью и Шилкой, где мезозойская свита дислоцирована с простиранием складок СВ 30—40°, причем складки эти почти всегда опрокинуты на северо-запад. При расширении площади исследования такой взгляд нашел подтверждение в ряде других пунктов. Покровный характер всего Забайкалья и почти всей В. Сибири объясняется последовательным перемещением осадочных пород под действием этого бокового давления из Китая, где и нужно искать их корни путем фациального сопоставления. Вместе с осадочными переместилась и часть изверженных пород.

Наличие явного несогласия между дислоцированными третичными породами, лежащими на размытой поверхности мезозоя (дер. Чалбучи на Аргуни) свидетельствует о том, что основная складчатость имела место на границе между мезозоем и третичным периодом, т. е. принадлежит к альпийской складчатости. Во время образования этой складчатости произошла большая интрузия гранита, которая, благодаря последующему сильному размыву толщи слоистых пород, дала ряд выходов в виде отдельных массивов. Породы,

ранее принимавшиеся за докембрийские, по наблюдениям М. М. Тетяева, представляют собой не что иное, как более молодые осадки, сильно метаморфизованные, сгнейсированные и инъицированные под влиянием гранитной интрузии. Эти в различной степени метаморфизованные породы располагаются только вокруг отдельных массивов гранита, образуя ореолы.

Эта теория подверглась критике со стороны акад. В. А. Обручева (1928), который путем систематизации материала по геологическому строению и тектонике ряда областей, расположенных в направлении, встречном предполагаемому перемещению пластин слоистых пород, доказал, что корни этих покровов или шариажей могут быть только в пределах Гималаев, т. е., что вся Центральная Азия сложена из покровов лежачих складок. Если это так, то корни этих шариажей находятся на расстоянии около 2.500 км от границ Сибири. Максимальная же длина альпийских шариажей составляет всего около 100 км. Следовательно, покровное строение должно занимать гораздо большую площадь, чем это представляет сам М. М. Тетяев.

М. М. Тетяев считает возможным объяснить грандиозные размеры открытых им шариажей большими размерами Азиатского материка, чем как бы устанавливается прямая зависимость геологических явлений от размеров материков вообще.

Что же касается покровной структуры Сибири вообще и Забайкалья в частности, то В. А. Обручев объясняет ее не шариажами, а глыбовыми надвигами, так как интенсивной складчатости с образованием покровов лежачих складок могут подвергаться только молодые слои при орогенезисе в геосинклиналях. Жесткая же масса докембрия, слагающая Южную Сибирь и Северную Монголию, на всякое тангенциальное движение может отвечать только разломами и смещением отдельных глыб по пологопадающим трещинам, но эти перемещения могут происходить лишь в пределах нескольких километров. Возможность таких надвигов вполне допустима среди жестких древних масс при их глыбовой складчатости, как это считает и Арган.

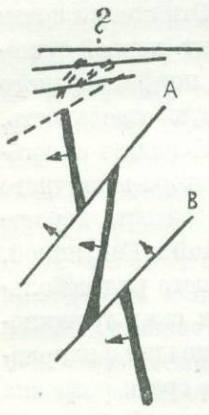
По вопросу же тектоники собственно Белухинского района можно сказать очень мало, так как имеющийся материал не позволяет сделать каких-либо определенных выводов, целиком укладывающихся в ту или другую теорию. Несмотря на значительную расчлененность глубокими падями, породы района прикрыты наносами и таежной растительностью, что затрудняет наблюдения тектонической структуры.

Однако то незначительное количество обнажений, в виде разрушающихся скал на вершинах гребней, и ряд поверхностных и подземных выработок в пределах самого месторождения позволяют сказать, что изверженные породы Белухинского района разбиты многочисленными трещинами отдельности в различных направлениях. Среди этих трещин представляется возможным выделить две взаимно пересекающихся, взаимноперпендику-

лярных системы. Одна из них имеет северо-западное направление с падением ЮЗ 210—230° ∠ 30—80°, а другая—северо-восточное направление с падением ЮВ 120—140° ∠ 40—50° и до 75°. Первая наиболее часто наблюдается в окрестностях Белухи среди массива грубозернистого порфировидного гранита, а также и среди гранодиорита в южной части района. На месторождении этой системе соответствует направление кварцевых рудоносных жил. При разрушении скал по этой трещиноватости идет распадение их на отдельные плиты. Многие скалы имеют высокие, почти вертикальные гладкие стенки, вследствие чего скалы с этой стороны недоступны. Эти стенки почти всегда ограничивают их с северо-востока, т. е. соответствуют первой системе трещин северо-западного простирания. Среди массива порфировидного гранита наблюдаются скалы, имеющие типичную пластовую отдельность. Эта отдельность простирается также на северо-запад и круто падает на юго-запад. Не менее существенное значение имеют трещины северо-восточного направления, доходящие до меридионального. Эта трещиноватость хорошо прослеживается по плоскому гребню между падями Ерничной и Сангинной, особенно в начале крутого склона к пади Сангинной, дающего ряд небольших скалистых обнажений. По этой прерывающейся цепи скал трещиноватость прослеживается на расстоянии около 1 км, часто совпадая с направлением пади Сангинной. Наиболее же резко она выражена среди островка крупнокристаллического известняка, который расчленен целой системой параллельных между собой трещин этого направления с падением ЮВ 140—145° ∠ 55—60°. Этими трещинами известняк разбит на ряд параллельных крутопоставленных плит, которые производят первоначально впечатление отдельных жил с хорошо выраженными элементами залегания. Трещиноватость северо-восточного направления, но с падением в противоположную сторону (на северо-запад) хорошо представлена и в пределах самого месторождения, где она прослеживается как на поверхности, так и в подземных выработках. Так, в колодце при обогатительной фабрике на глубине 30 м она выражена очень резко и имеет падение СЗ 280—285° ∠75—80°. Здесь она является водоносной. По этим трещинам вода выносит много тонкого глинистого материала, осаждающегося на дне рассечек в виде небольшого слоя тонкого ила. Этот материал передко закупоривает трещины, и тогда они остаются только влажными. В одной из просечек, заданных вкрест простирания этой трещиноватости (нормально к ключу Ыкагуй), вынос мелкообломочного материала вместе с глиной из кровли выработки был настолько обилен, что рассечка оказалась заваленной почти до самой кровли, чем производила впечатление обвала.

Несомненная связь трещин этого направления с тектоническими воздействиями на массив устанавливается наличием разрыва с перемещением северо-западного крыла кварцевой рудоносной жилы «С», констатированного разведочными работами на поверхности. Перемещение

произошло по резко выраженным, почти параллельным двум трещинам (*А* и *В*) (фиг. 2) с направлением падения СЗ 280° ∠55° и СЗ 290° ∠75°. Часть жилы, ограниченная этими трещинами, оказалась сильно раздробленной, как и вмещающий ее порфировидный гранит. Участок жилы между этими двумя трещинами сдвинулся под действием сжимающих усилий; северо-западная часть жилы переместилась на север, а юго-восточная — на юг, при этом произошло как бы сокращение пространства, вследствие чего перемещенный отрезок жилы оказался как бы длиннее своей первоначальной длины. По линиям перемещения наблюдается брекчия трения и слабая полировка поверхностей. Непосредственно за трещиной *В* та же кварцевая жила залегает нормально, но через 7—8 м она сразу обрывается в зоне сильного раздробления и последующей цементации роговиковым кварцем. Трещин, по которым произошло смещение, не видно. Смещенная часть жилы не обнаружена, кроме обломков жильного кварца часто с вольфрамитом, встречающихся на расстоянии 3 м среди брекчиевидной породы в северо-восточном направлении от нормальной линии простирания жилы. Следовательно, здесь было существенное нарушение, переместившее жилу, повидимому, в направлении к северу на много метров по трещине северо-восточного простирания. Это наиболее полно обследованное нарушение позволяет только предположить, что перемещение северо-западного крыла жилы произошло под действием силы, имевшей направление с юго-запада на северо-восток параллельно сбрасывателям. Одновременно необходимо отметить, что описанный сдвиг расположен в непосредственном контакте двух массивов порфировидного гранита, с одной стороны, и гранодиорита, с другой, т. е. в наиболее ослабленной зоне. Наиболее вероятно, что нарушения обязаны своим происхождением некоторому перемещению этих массивов друг относительно друга. Это предположение подтверждается наличием такого же сдвига и в контакте мелкозернистого порфировидного гранита и гранодиорита на вершине Белухи, где кварцевая жила также разорвана и северо-западное крыло ее перемещено к северо-востоку примерно на 1 м.



Фиг. 2. Характер смещения участков жилы «С» по трещинам.

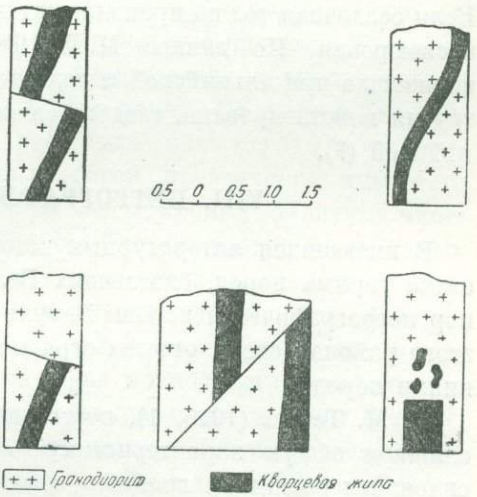
Среди старых отвалов на вершине Белухи обнаружены образцы жильного кварца с прекрасной полировкой, покрытой тонким слоем вязкой глины. Они свидетельствуют о том, что дизъюнктивные процессы играли здесь не последнюю роль.

В забоях выработок по жиле «А» хотя и редко, но все же наблюдались случаи сдвигов и сбросов с различными амплитудами, обыкновенно в пределах нескольких сантиметров и, как редкость, до 1 м.

Наиболее часто встречающиеся мелкие сбросы в забоях выработок по жиле «А» показаны на фиг. 3. Такие мелкие сбросы чаще всего встречаются в штольне № 6. Сбросовые трещины здесь почти всегда заполнены темносерой, жирной на ощупь массой.

Так как всестороннее изучение извлекаемых частей жилы, а также попутное наблюдение за трещиноватостью и нанесением ее на точный маркшейдерский план отсутствуют, то расклассифицировать все эти мелкие нарушения по общим признакам невозможно, тем самым затруднительно сделать и более определенные выводы о тектонике.

Нарушение северо-восточного крыла жилы «С», мелкие сбросы в штольне № 6 и чередующиеся участки интенсивной мелинитизации в пределах северо-западного крыла жилы «В» наводят на мысль о существовании целой зоны раздробления, совпадающей с распадком Ыкагуй. При наличии этой зоны раздробления становится понятным исчезновение и северо-западного крыла жилы «В», которая, судя по старым разведочным выработкам, в пределах этой зоны не обнаружена.



Фиг. 3. Виды нарушений по жиле «А».

Из наиболее существенных нарушений в пределах рудника можно отметить признаки сброса вдоль висячего бока жилы «М», обнаруженные разведочной канавой VII.

Висячий бок этой жилы, состоящей из роговикового кварца, несет ясные следы вертикального перемещения в виде сглаженной и частично отполированной поверхности. По этой поверхности жила легко отделяется от вмещающей породы. В одном месте висячего бока встречены гладкие вертикальные, довольно глубокие и хорошо отполированные борозды. Величину этого сброса, как и сброшенную часть, определить не представляется возможным.

Сильная сдавленность жил порфирита с образованием тонкой, местами плойчатой сланцеватости, в пределах горы Белухи является результатом того же давления, под влиянием которого образовались мелкие сбросы среди рудоносных жил.

Обследованная краевая часть осадочных пород не дала достаточного количества данных, чтобы сопоставить их с имеющимися выводами по тек-

тонике всего Забайкалья. На основании этого обследования можно констатировать, что сланцевая толща дислоцирована с направлением простирания складок СВ 70°. Этого же, примерно, направления придерживается и линия контакта их с гранодиоритом.

Таким образом, указываемое М. М. Тетяевым северо-восточное простирание складок, свойственное осадочным породам всего Забайкалья, находит подтверждение и в пределах Белухинского м-ния. Каких-либо признаков перемещения осадочных пород не установлено. Наоборот, трансгрессивное залегание сланцев на гранодиорите говорит об их неаллохтонном происхождении. О времени складчатости сказать что-нибудь трудно. Если осадочная толща принадлежит действительно лейасу, то складчатость послеюрская. По данным М. М. Тетяева, интрузия молодого гранита произошла при альпийской складчатости (?), в районе же Белухи эта интрузия констатирована, следовательно, складчатость можно отнести к альпийской (?).

VIII. ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

В имеющихся литературных источниках петрографическая характеристика горных пород, слагающих Белухинское м-ние, отсутствует. До сих пор петрографически породы Белухи не изучались. Первые исследователи этого района в своих отчетах ограничились крайне схематическими описаниями пород.

М. М. Тетяев (1918, 1), посетивший Белухинское м-ние в 1916 г. дал слишком общую характеристику: «геологическое строение определяется сплошным развитием гранита», т. е. здесь исследователь не разграничил типы изверженных пород, приняв их за один массив гранита.

На основании обследований, произведенных автором в 1927 и 1928 гг. на площади около 100 км², установлено, что в строении горы Белухи и ее окрестностей участвуют следующие породы:

А. Изверженные: 1) гранит биотитовый, грубозернистый, порфировидный; 2) гранодиорит роговообманково-биотитовый, среднезернистый; 3) гранит роговообманково-биотитовый мелкозернистый, порфировидный, типа гранит-порфира; 4) гранит грубозернистый, порфировидный, грейзенизованный.

Б. Жильные: 1) кварцевый порфир; 2) кварцевый порфирит; 3) аплит.

В. Осадочные: 1) конгломерат основной (базальный); 2) песчаник; 3) темные глинистые сланцы; 4) известняк кристаллический.

Г. Контактовые.

Так как при изучении этих пород под микроскопом определение полевых шпатов производилось почти исключительно методами Фуке, Бекке и др., т. е. без применения универсального столика Федорова, то нижепри-

водимая петрографическая характеристика отдельных пород, очевидно, не может претендовать на безукоризненную точность, хотя проверкой на универсальном столике Федорова некоторых полевых шпатов, определенных упомянутыми способами, больших расхождений не установлено.

ИЗВЕРЖЕННЫЕ ПОРОДЫ

Гранит биотитовый грубозернистый, порфировидный

Этот гранит наиболее распространен в северной части Белухинского района и как бы обходит само месторождение. По внешнему виду он имеет серую окраску и представляет собой чрезвычайно грубозернистую, неоднородную по величине составляющих его зерен массу с наличием большого количества хорошо выкристаллизованных порфировидных вкрапленников полевых шпатов, достигающих свыше 3 см в длину. На ряду с фенокристаллами полевого шпата здесь не последнюю роль играют и крупные порфировидные выделения округленных зерен прозрачного дымчатого кварца. В составе основной грубозернистой массы, кроме упомянутых минералов, макроскопически различимы чешуйки биотита размерами от самых маленьких и до 2 мм. Особенностью минералогического состава гранита является наличие молибденого блеска в качестве первичного породообразующего минерала, констатированного исключительно макроскопически в разных частях массива. Наиболее крупные зерна молибденита, достигающие 1 см в поперечнике, встречены в западном направлении от горы Белухи. Они состоят из скоплений тонких, различно изогнутых чешуек неправильного очертания. В северной части района между падями Кривая Сендуя и Солонечная встречены отдельные участки, где гранит обогащен черным турмалином. Последний, как это замечено, группируется в виде игл и радиальнолучистых аггрегатов среди наиболее крупных выделений светлого кварца, а также прорастает и полевой шпат. Турмалинизированная часть гранита менее грубозерниста, имеет более светлую, слегка розоватую окраску и не содержит такого обильного количества фенокристаллов полевого шпата, как обычно.

В нескольких пунктах обнаружено, что гранит дает ряд пегматитовых быстро выклинивающихся с глубиной выделений, состоящих из серого полупрозрачного кварца и крупных кристаллов ортоклаза. Эти выделения имеют форму воронок, переходящих на глубине 0.5—0.75 м в трещины, выполненные мелкочешуйчатой слюдкой. В зальбандах воронок отложились кристаллы молибденита в виде розеток.

При выветривании гранит приобретает розоватую окраску, покрываясь плотной коркой (около 0.5 см), причем наиболее устойчивыми являются вкрапленники полевого шпата, рельефно выступающие в виде брусочков из грубозернистой массы.

Исследованием под микроскопом установлено, что гранит, имея гипидиоморфно-зернистую порфировидную структуру, состоит из ортоклаза, кислого плагиоклаза, кварца и биотита. Из акцессорных минералов нередки апатит и титанит, а из рудных — магнетит и пирит.

Ортоклаз, являющийся главным породообразующим минералом и составляющий до 35—40% всей породы, участвует в образовании как основной крупнозернистой массы, так и порфировидных вкраплений. Очертания зерен неправильные, но крупные зерна, часто ограничены прямыми линиями.

В большинстве случаев он интенсивно проникается мелкими неправильными, обычно вытянутыми зернами кварца, вследствие чего имеет микропегматитовую структуру. Иногда он с таким же успехом проникается, но более крупными, чем кварц, зернами кислого плагиоклаза, образуя микропертит. Некоторые зерна ортоклаза имеют зональное строение.

Каолинизация развита слабо и находит свое выражение в образовании пылеобразной массы (мути) с примесью мелких чешуек мусковита, делающей зерна мутными, мало прозрачными. В зональных зернах каолинизация развивается наиболее сильно по зонам.

Плагиоклаз принадлежит к числу минералов различной степени кислотности, от альбита до альбит-олигоклаза. Количественно плагиоклаз подчинен как ортоклазу, так и кварцу.

Очертания зерен неправильные. По периферии они часто корродированы мелкозернистым кварцем. Двойниковая штриховка выражена резко; нередки зерна с зональным строением. Срастание с мелкозернистым кварцем — явление распространенное. Большинство зерен в различной степени серицитизировано вплоть до полного затемнения двойниковых полос. Идиоморфизм по отношению к ортоклазу выступает отчетливо.

Кварц входит в состав основной крупнозернистой массы как главный минерал и образует крупные, разбитые трещинками выделения неправильного очертания. По трещинкам нередко проникнут кварцем же, но мелкозернистым. Участвует в породе, примерно, в количестве, равном ортоклазу (до 40% и выше).

Биотит присутствует в весьма ограниченном количестве, не превышающем 7—10%. Чешуйки его очень мелкие (от 0.05 до 0.2, редко до 0.5 мм); он участвует в образовании исключительно основной массы.

Очертания чешуек неправильные, бахромчатые или же различно вытянутые в направлении спайности. По степени идиоморфизма биотит среди основной массы занимает первое место, по отношению же к порфировидным выделениям полевых шпатов и кварца явно ксеноморфен. Плеохроирует от темнокоричневого параллельно спайности до светлокоричневого перпендикулярно ей. Угол затемнения прямой. Замещение зеленым хлоритом развито слабо. Хлоритизация развивается по периферии листочков, откуда по трещинкам спайности проникает к центру.

Титанит встречен только в одном случае в виде маленького неправильного зернышка среди ортоклаза.

Апатит располагается среди чешуек биотита и вблизи рудных минералов, образуя тонкие удлиненные призмочки, разбитые поперечными трещинками, и неправильные зерна. Обнаружены и вытянутые микролиты, трудно различимые при нормальном увеличении.

Циркон развит исключительно среди биотита, где очень мелкие зерна его окружены характерной плеохроичной оболочкой. Иногда это коричневато-темные пятна в биотите, в центре которых можно заметить светящиеся точки.

Магнетит заслуживает особого внимания, как наиболее распространенный рудный минерал. Включения его имеют довольно крупные размеры неправильного очертания. В отраженном свете характеризуется металлическим блеском и синевато-черной окраской. Встречен в образцах северо-западного склона горы Белухи.

Пирит имеет второстепенное значение; он редко встречается в виде мелких зерен.

Присутствие биотита в качестве постоянного породообразующего минерала дает возможность, в отличие от других изверженных пород, назвать гранит биотитовым.

Минералогический состав и структура позволяют сказать, что остывание интрузии гранита шло в две фазы.

В первую фазу выделились крупные зерна полевых шпатов и кварца в кристаллографических формах, обусловивших в конечном итоге порфировидный облик гранита. Вслед за выделением полевых шпатов шла нормальная кристаллизация основной грубозернистой массы, корродировавшей и проникавшей по трещинам ранее выделившиеся индивиды; при этом биотит выделялся первым. Титанит и апатит имелись к моменту первой фазы, на что указывает наличие их зерен среди крупных выделений полевых шпатов.

Гранодиорит

В литературе эта порода известна под именем многослюдистого (биотитового) гранита, склонного к образованию пегматитовых фаций.

Внешне гранодиорит имеет темносерую, пятнистую окраску обусловленную чередованием мелких скоплений темных и светлых минералов. Местами эти скопления располагаются прерывающимися рядами, что придает породе полосатый вид.

Характерной особенностью гранодиорита является постоянное присутствие линзообразных шлировых выделений, размерами редко превышающих 10—12 см. Эти шлирки имеют темную, слегка зеленоватую окраску и мелкозернистое строение. Под микроскопом они состоят из зеленой роговой обманки, биотита, кислого плагиоклаза и кварца. Главным породообразую-

щим минералом является роговая обманка, составляющая вместе с биотитом около 70% всей массы, что и обусловливает соответствующую окраску шлир. Плагиоклаз в виде вытянутых призмочек в направлении тонкой двойниковой штриховки. Чешуйки биотита сильно перепутаны и изогнуты, что вызывает волнистое угасание. Кварца очень мало, не свыше 10%. Встречены мелкие зерна каолинизированного ортоклаза с хорошо выраженной спайностью по *M*. Из включений нередки мелкие зерна апатита и циркона среди биотитовой массы. Вся порода пронизана мелкими зернышками пирита.

При атмосферном выветривании эти шлирки более устойчивы, чем вмещающая их гранодиоритовая масса, благодаря чему они и выступают в виде выпуклых желваков. В массиве гранодиорита они встречаются редко и на большом расстоянии друг от друга. Имея равномерно-среднезернистое строение и пестрый вид в пределах горы Белухи, на ее склонах, особенно в юго-восточном направлении, гранодиорит становится несколько порфировидным, одновременно увеличивается и зерно главной массы.

Порфировидный гранит, представляющий собой фациальное изменение одной и той же магмы, залегает узкой полосой в северо-восточном направлении. Порфировидные включения серых полевых шпатов не столь резки, как это имеет место среди грубозернистого биотитового гранита. Они часто расплывчаты и плохо выкристаллизованы. Далее к югу и юго-востоку гранодиорит становится более крупнозернистым. Шлифовые выделения встречаются реже. Менее ясно выражено и чередование мелких групп темноцветных и светлых минералов.

На «стрелке» между падью Ерничной и распадкой Ыкагуй встречены образцы, повидимому, шлирового выделения, но более крупных размеров, чем описанные. Это выделение имеет светлосерую окраску и, благодаря своему очень мелкозернистому строению с вкрапленниками полевого шпата и кварца, напоминает собой кварцевый порфир. Под микроскопом порода имеет типичную порфировую структуру, с хорошо выкристаллизованными вкрапленниками кислого плагиоклаза, роговой обманки и кварца. Основная мелкозернистая масса имеет микродиоритовую структуру и состоит из тех же трудно различимых минералов с примесью мелких чешуек биотита.

Плагиоклаз, принадлежащий здесь к основному олигоклазу № 27, довольно свеж. Серицитизацией затронуты только отдельные зерна, вследствие чего они имеют туманную двойниковую штриховку. Строение некоторых зерен зональное. В виде включений плагиоклаз содержит мелкие лейсты роговой обманки и чешуйки биотита. Вкрапления резко ограничены от мелкозернистой массы. Роговая обманка имеет очень разнообразные очертания в разрезах шлира до прекрасных ромбических поперечных сечений. В большинстве случаев зерна ее сложены в виде двойников, причем плоскостью двойникового срастания является длинная диагональ ромбического сечения. Плеохроирует в коричневато-зеленых тонах. Угасание $\gamma : c = 15—17°$.

Биотит преимущественно вторичный, образовавшийся по роговой обманке. Замещение зеленым хлоритом развито только по периферии чешуек, откуда по спайности хлорит проникает к центру. Чешуйки биотита нередко изогнуты, что явилось причиной волнистого и радиальнолучистого угасания.

Вкрапленники кварцевых зерен встречаются более редко. Обыкновенно они круглые, как бы оплавлены и разбиты трещинками. Расплывчатые очень мелкие зерна кварца входят в состав мелкозернистой массы.

На сопке с плоской вершиной, представляющей собой восточный отрог горы Белухи, гранодиорит сильно турмалинизирован и содержит, повидимому, значительное количество шлировых выделений мелкозернистой массы.

Судя по обломкам, сопка в большей своей части сложена гранодиоритом. Только редкие образцы на южном и юго-западном склонах оказываются сильно турмалинизованными, а некоторые из них действительно похожи на метаморфические сланцы.

Вполне допустимо, что эти темные мелкозернистые, проникнутые турмалином, образцы принадлежат шлировым выделениям гранодиорита, бедным полевыми шпатами и кварцем. Большинство же турмалинизованных образцов имеют крупнокристаллическое строение, похожее на строение гранитов, и розоватую окраску. Турмалин проникает в эту породу небольшими включениями, часто радиальнолучистыми, вообще же в виде отдельных иголочек. Местами он скапливается в породе небольшими гнездами.

Под микроскопом порода состоит из кислого плагиоклаза, кварца, ортоклаза и биотита, т.-е. имеет состав и структуру гранодиорита, утратившего роговую обманку. Вся эта масса пронизана турмалином в виде лучистых или отдельных мелких зерен. Плагиоклаз, сохранивший ясную полисинтетически-двойниковую штриховку, по краям корродирован кварцем и раздроблен, местами имеет волнистое погасание; разрушен с замещением вторичными продуктами типа каолина; замещение интенсивно развивается по трещинам раздробления и спайности.

Турмалин размещен, главным образом, среди зерен кварца и плагиоклаза, иногда он прорастает эти минералы. Форма зерен различная — от вытянутых, разбитых на отдельные сегменты, до округленных. Последние несколько похожи на биотит, но отличаются высоким рельефом и интерференционной окраской. Некоторые зерна имеют радиально лучистую структуру. Мелкие вытянутые кристаллики прорастают всю породу. Оптически отрицателен.

В некоторых образцах, имеющих темный цвет и мелкозернистое строение, турмалинизация настолько интенсивна, что состав породы сводится к трещиноватым зернам кварца и плагиоклаза среди турмалиновой массы, составляющей свыше 35—40% породы. Одновременно с турмалином вся

порода пронизана мелкими зернышками пирита. Плагиоклаз сохранился в очень незначительном количестве, и то лишь в виде обрывков раздробленных, корродированных и замещенных серицитом. Цветные минералы, как биотит и роговая обманка, повидимому, обесцвечены процессами турмалинизации и пиритизации. Таким образом, намечающуюся небольшую часть вышеупомянутой сопки приходится считать сложенной турмалинизованным гранодиоритом, а не метаморфическими сланцами.

В юго-восточной части рудничной площади на перевале к пади Ингаринта наблюдается некоторая гнейсовидность гранодиорита. Гранодиорит, слагающий весь массив в целом, если его рассматривать вне описанных, иногда случайных выделений и фациальных переходов, под микроскопом состоит из следующих главных минералов: 1) кислого плагиоклаза, 2) роговой обманки, 3) биотита и 4) кварца.

В редких случаях к этим минералам присоединяется еще небольшое количество ортоклаза. Из акцессорных минералов нередки апатит, титанит и циркон. Из рудных иногда встречается пирит, а из вторичных развиты серицит, каолин, хлорит и в двух случаях обнаружен кальцит.

Структура гипидиоморфно-зернистая, обусловленная соответствующей последовательностью кристаллизации.

Плагиоклаз, как увидим ниже, является самым главным породообразующим минералом не только по количеству, но и по величине своих зерен, превосходящей остальные минералы. Очертания его зерен разнообразные, обыкновенно же они вытянуты в виде неправильных брусочков. Нередки зерна с кристаллографическими прямолинейными элементами ограничения, удерживающимися в направлении двойниковой штриховки. В последнем случае они резко отграничиваются от окружающих их остальных компонентов, придавая породе порфировидный облик. Двойниковая штриховка тонкая и резкая, часто в виде сеток, иногда же зерна имеют зональную структуру. Двойники по альбитовому закону, реже по периклиновому и карлсбадскому. Все зерна достаточно свежи. Серицит развивается главным образом по периферии зерен, откуда по двойниковым швам проникает к ядру, делая их туманными. При наиболее сильной серицитизации появляются небольшие чешуйки бесцветного мусковита. По отношению к роговой обманке плагиоклаз заметно ксеноморфен, а по отношению к биотиту то идиоморфен, то явно ксеноморфен. Показатель преломления во всех случаях ниже, чем у кварца. Степень кислотности различная от альбита до олигоклаза, обыкновенно же варьирует между 13 и 22% An.

Исследованием на универсальном столике Федорова установлена принадлежность его к альбит-олигоклазу № 13—18. Срастание двойников по карлсбадскому закону. Угол оптических осей $2V=80°$. Оптический знак отрицательный. Изучение под микроскопом образцов из различных мест массива позволяет подметить, что там, где гранодиорит переходит в порфи-

ровидную разность, в виде небольшой примеси, появляются крупные зерна ортоклаза, а кислотность плагиоклаза повышается до альбита.

Роговая обманка является непременной составной частью гранодиорита, но присутствует в незначительном количестве по сравнению с плагиоклазом и принадлежит к числу обыкновенной зеленой разности. Очертания зерен неправильные, форма же их — вытянутые лейсты. По краям часто корродирована кварцем. Спайность нормальная. Угасание $\gamma : c = 14—18°$. Плеохроирует в коричневато-зеленых тонах различной интенсивности. Характер главной зоны положительный.

Биотит, как и роговая обманка, является постоянным компонентом в составе гранодиорита и по степени идиоморфности стоит на втором месте после роговой обманки, вместе с которой он обыкновенно и встречается в породе. Нередко биотит группируется отдельными участками в виде скученных чешуек, заполняющих промежутки между зернами плагиоклаза, что характеризует его, как ксеноморфный минерал по отношению к последнему. Очертания чешуек неправильные, лапчатые и бахромчатые. Местами чешуйки сильно изогнуты, что обусловливает волнистое погасание. Изменение, с замещением серовато-зернистым хлоритом, протекает в значительных размерах. Хлоритизация начинается с периферии чешуек, проникая внутрь по трещинкам спайности. Встречаются чешуйки, нацело замещенные хлоритом. В шлифе биотит характеризуется свойственными ему цветами плеохроизма от темно-коричневого до светлокоричневого и прямым угасанием.

Ортоклаз среди массива, слагающего собственно Белуху, встречается как редкость. Он появляется, как уже упоминалось, среди порфировидной разности гранодиорита и то в ограниченном количестве в форме, повидимому, вкрапленников и вблизи контакта с грубозернистым гранитом, где гранодиорит становится более мелкозернистым. Количественно ортоклаз не превышает 15% породы. Содержит, правда, не всегда включения мелких зерен кварца, а иногда прорезается тонкими струйками мелкозернистого кварца с чешуйками биотита. В шлифе ортоклаз бесцветен и малопрозрачен, иногда очень мутен вследствие замещения каолином. Имеются участки, где он полностью каолинизирован. В наиболее свежих зернах хорошо выражена спайность, причем в разрезах, параллельных M, угасание по отношению к трещинам спайности по P около 5—6°.

Кварц встречается обыкновенно в количестве, подчиненном полевому шпату, но преобладает над цветными минералами. Образует зерна то крупные, разбитые трещинками, то мелкие, играющие роль цемента. Мелкозернистая масса его проникает по трещинкам в полевые шпаты.

Апатит почти всегда расположен среди биотита и роговой обманки и образует мелкие, часто вытянутые и разбитые поперечными трещинками зерна.

Титанит (сфен) встречается (реже апатита) среди тех же цветных минералов, реже среди полевых шпатов. Часто группируется около рудных

минералов в виде мелких неправильных зерен. В шлифе светлокоричневатый. Спайность и плеохроизм выражены слабо.

Циркон встречается очень редко и исключительно среди биотита в виде микроскопически мелких зерен, редко в виде вытянутых кристалликов с высоким рельефом. Всегда окружен характерной плеохроичной оторочкой.

Мусковит развивается как вторичный минерал среди продуктов разрушения полевых шпатов.

Кальцит встречен только в одном случае между мелкозернистым кварцем, в виде тонкозернистой с мягкими контурами массы.

Пирит встречается почти всегда среди биотита. Зерна его очень мелки. Вообще же пирита в породе мало.

Произведенный при помощи сетки подсчет основных породообразующих минералов дал (табл. 1) следующие результаты (в %).

Таблица 1

№ шлифа	Плагиоклаз	Кварц	Биотит	Роговая обманка	Ортоклаз
1	85.8	9	4	1.2	—
2	47.6	10.5	9.1	7.2	25.6
3	62	25.3	10.3	2.4	—
4	71.5	12.2	16.3	—	—
5	48.2	14	18.4	19.4	—
6	82.5	6.5	5.5	5.5	—
7	55	17.2	17	5.2	5
Среднее .	64.7	13.3	11.6	6.0	4.4

Как видно из приведенной таблицы, в образовании пород минералы участвуют в следующих количествах (в %):

Кислый плагиоклаз	64.7
Кварц	13.3
Роговая обманка	6.0
Биотит	11.6
Ортоклаз	4.4
Всего . .	100

Исходя из наличия большого количества кислого плагиоклаза и чрезвычайно небольшой примеси щелочных полевых шпатов, эту породу, принимавшуюся раньше за многослюдистый гранит, наиболее правильно отнести к гранодиориту или же к кварцевому диориту.

Наличие биотита и роговой обманки, как постоянных составных частей, позволяет этот гранодиорит назвать — *роговообманково-биотитовым*.

Гранит мелкозернистый порфировидный

Этот гранит залегает в контакте между описанными выше биотитовым грубозернистым порфировидным гранитом и роговообманково-биотитовым гранодиоритом с резкими очертаниями массива, вытянутого в направлении NO. На всей площади своего развития гранит остается однородным, т. е. не образует ни выделений, ни фациальных изменений.

По внешнему виду он представляет собой породу более мелкозернистую, чем описанные, полнокристаллическую, ровной тусклосерой или темносерой окраски. На фоне тусклосерой мелкозернистой массы резко выделяются редкие вкрапления серых кристаллов полевого шпата. Характерной особенностью гранита является то, что эти вкрапленники полевого шпата никогда не скучиваются, а распределены как бы закономерно на расстоянии 10—20 см друг от друга. В свежих изломах вкрапленники имеют жирный блеск на плоскостях спайности. Длина кристаллов до 3 см и выше. По плоскости спайности они почти всегда пронизаны очень мелкими чешуйками биотита, придающими им полосатый вид, что резко отличает их от подобных фенокристаллов других пород. Кроме полевого шпата среди вкрапленников не последнюю роль играют округленные зерна прозрачного дымчатого кварца, достигающие 0.5 мм в поперечнике. Среди мелкозернистой массы кроме упомянутых минералов макроскопически хорошо различимы мелкие чешуйки биотита и реже — такие же мелкие зерна роговой обманки, рассеянные по всей массе. В одной из глыб этого гранита обнаружено включение аквамарина слабозеленоватой окраски. Аквамарин оказался тесно сросшимся с вмещающим его гранитом.

Под микроскопом гранит состоит из кислого плагиоклаза, кварца, ортоклаза, биотита и роговой обманки.

Из примесей присутствуют апатит, титанит, магнетит, пирит и в одном случае встречен кристаллик берилла, а из вторичных серицит, хлорит, каолин и мусковит.

Структура гипидиоморфнозернистая с резко намечающимися признаками порфировидной.

Плагиоклаз, как и в гранодиорите, является главным породообразующим минералом и составляет свыше 30% породы. Принадлежит к числу кислых от альбит-олигоклаза № 13 до нормального олигоклаза № 20—23, как это установлено методами Фуке и Бекке. В большинстве случаев образует зерна более крупные, чем остальные минералы, имеющие четкую то узкую, то широкую двойниковую штриховку, иногда в виде сетки. Очертания зерен среди мелкозернистой массы неправильные, а крупные зерна имеют прямолинейные контуры. Нередки зерна в виде законченных кристаллов. Довольно часто встречаются зерна с зональной структурой, резко идиоморфные по отношению к остальным минералам, кроме роговой об-

манки, которой плагиоклаз в некоторых случаях прорастается. Все зерна в той или иной степени разрушены и замещены серицитом, образующим ярко-поляризующую массу, особенно по зонам и двойниковым швам. Иногда серицит развивается только по периферии зерен, не затрагивая ядра. В виде включений содержит очень мелкие чешуйки биотита, которые в большинстве случаев ориентированы в направлении двойниковых полос, и реже мелкие зерна кварца.

Кварц по своему количеству в породе немного уступает плагиоклазу. Зерна его имеют крупные размеры и разбиты трещинами. Кварц является главным минералом среди мелкозернистой массы. В виде включений содержит чешуйки биотита и реже мелкие зерна роговой обманки. Нередко весьма мелкозернистая кварцевая масса в виде тонких шнурочков проникает по трещинам в полевых шпатах. В редких случаях заметно волнистое погасание.

Ортоклаз не пользуется широким распространением в породе. Количественно не превышает 20—25%. Образует на ряду с плагиоклазом преимущественно крупные, порфировидные выделения, по размерам превосходящие зерна плагиоклаза. Встречены карлсбадские двойники. Очертания зерен обыкновенно неправильные, вследствие корродирования мелкозернистой кварцевой массой. В виде включений содержит множество мелких чешуек биотита и мелкие зерна кварца, а по периферии прорастается плагиоклазом. Каолинизирован мало. Трещины спайности выступают резко. В разрезах, параллельных М, угасание к трещинам по Р приблизительно 5°.

Биотит присутствует в ограниченном количестве, не превышающем 10%. Чешуйки его достигают размеров 1 мм и размещены среди мелкозернистой массы (иногда кучками). Форма чешуек — неправильные пластинки, вытянутые по базису. Биотит часто развивается по роговой обманке как вторичный минерал. В виде включений содержит мелкие зерна апатита, пирита и реже титанита. Процесс замещения хлоритом выражен в слабой степени. Плеохроирует в свойственных ему коричневатых тонах и имеет прямое угасание, реже волнистое в изогнутых пластинках.

Роговая обманка образует вытянутые по удлинению то сплошные, то скелетные зерна, нередко же имеет в поперечном разрезе форму правильных вытянутых ромбов. В последнем случае сдвойникована, с плоскостью двойникового срастания по длинной диагонали. Располагается преимущественно среди мелкозернистой массы и по степени идиоморфности в породе занимает первое место. В виде включений присутствует среди полевых шпатов. В шлифе светлозеленая. Плеохроирует в коричневато-зеленых тонах. Угасание $\gamma : c = 15°$.

Апатит в виде продолговатых мелких зерен располагается исключительно среди биотита. Одно довольно крупное зерно неправильного очертания встречено среди плагиоклаза.

Титанит очень редок. Зерна его достигают размеров 0.7 мм и располагаются среди биотита, роговой обманки и реже — среди полевых шпатов.

Берилл (?) как исключение встречен на границе между мелкозернистой массой и порфировидным выделением кварца, в виде правильного кристаллика длиною 0.5 мм. Спайность выражена плохо. Разбит слабо заметными поперечными трещинками. Окраска в шлифе почти бесцветная с зеленоватым оттенком. Плеохроирует очень слабо. Оптический знак положительный. Одноосен. Угасание, близкое к прямому. Показатель преломления близок к таковому кварца.

Магнетит обнаружен только в одном шлифе в виде довольно крупных неправильных зерен.

Пирит очень редок. Зернышки его расположены среди биотита и скелетных лейст роговой обманки. Очертания зерен то неправильные, то в виде кубиков.

Мусковит образуется в форме мелких удлиненных по спайности чешуек среди вторичных образований по полевым шпатам, главным образом среди серицита. Обладает сильным блеском, прямым угасанием и положительным удлинением. Количество мусковита очень ограниченное.

Кальцит встречен как исключение среди скелетных зерен роговой обманки.

Описанный гранит по своему минералогическому составу очень близок к роговообманково-биотитовому гранодиориту. Отличается только ровной тусклосерой окраской, по своему строению напоминает гранит-порфир. Ровная окраска обусловлена равномерным распределением мелких темноцветных минералов по всей массе. Наличие значительного количества ортоклаза и кварца дает основание отнести эту породу к группе гранитов, а постоянное присутствие роговой обманки и биотита позволяет назвать этот гранит, как и гранодиорит, роговообманково-биотитовым.

Гранит грейзенизованный

Эту породу следует рассматривать не как самостоятельное интрузивное тело, а как контактовую зону биотитового грубозернистого порфировидного гранита, измененного последующими процессами грейзенизации.

Грейзенизованный гранит занимает площадь только около 0.05 км^2 на границе с роговообманково-биотитовым гранодиоритом и частично с мелкозернистым порфировидным гранитом. На северном склоне горы Белухи образует россыпи, состоящие из слюдяных плиток, покрытых коркой выветривания. Грейзенизация наиболее сильна вблизи контакта, по мере же движения в сторону грубозернистого гранита она постепенно затухает и грейзен переходит в нормальный гранит. Обломки грейзена представляют собой породу довольно упругую. Под ударом молотка раскалывается с тру-

дом, при этом на месте удара получается серая мука и некоторая вдавленность. Окраска в свежем изломе плиток серовато-коричневая, а с поверхности — темная. Грейзен состоит преимущественно из бурой слюдки и мелкозернистого кварца с примесью флюорита. Пронизан множеством кубиков пирита (размерами до 5 мм). Содержит много пустот, большая часть которых ограничена правильными плоскостями по кубу и напоминает выщелоченный пирит. Имеются пустоты неправильной формы, а иногда щели с раздувами, стенки которых окрашены окислами железа. Многие пустоты по форме напоминают выщелоченные вкрапленники полевого шпата. Более мелкие пустоты заполнены рыхлой мелкозернистой бурой массой.

Эта рыхлая масса, если проследить ее по целому ряду образцов, состоит из мелких чешуек бурой слюдки и очень мелкозернистого кварца. Форма скоплений свидетельствует о полном замещении полевых шпатов.

Нередко можно найти образцы, где вкрапленники полевых шпатов замещены только частично. Среди слюдистой массы много округленных зерен полупрозрачного дымчатого кварца, являющегося устойчивым при грейзенизации. Образцы, взятые из коренного залегания, представляют собой ту же, но менее слюдистую и более плотную породу зеленовато-серой окраски с типичным строением грубозернистого гранита.

Здесь имеется много вкрапленников полевого шпата, только частично замещенных. Полуразрушенные зерна полевых шпатов обыкновенно окружены тонкой оболочкой из мелкозернистой слюдистой массы, которая в виде неправильных заливов внедряется и в зерна.

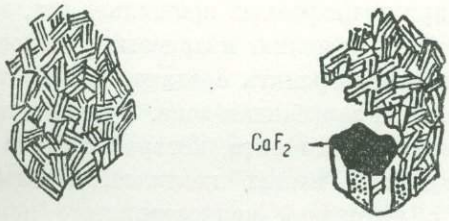
Под микроскопом структура преимущественно чешуйчатая, местами же реликтовая (бластогранитовая). Более сохранившиеся образцы имеют структуру типичную для грубозернистого гранита, но породообразующие минералы сильно изменены. Минералогический состав не остается постоянным в разных образцах, что находится в прямой зависимости от степени грейзенизации. Вообще же состав ограничивается кварцем, бесцветной слюдой, плавиковым шпатом и пиритом. Нередко встречаются разрушенные зерна полевых шпатов — ортоклаза и плагиоклаза. Из примесей констатирован апатит.

Кварц обнаружен в виде крупных, как бы оплавленных зерен, разбитых трещинками во всех направлениях (первой генерации). По отношению к чешуйчатой массе идиоморфен. По трещинкам его проникает мелкочешуйчатая масса вместе с мелкозернистым кварцем. Последний имеет расплывчатые контуры. Обыкновенно он образует как бы «заливы» между зернами кварца первой генерации и остатками полевых шпатов. Заполняет участками вместе с слюдкой и флюоритом изъеденные зерна полевых шпатов.

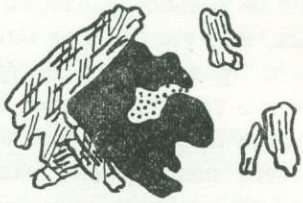
Слюда по своим свойствам стоит близко к мусковиту.

В последнее время Л. А. Вардапянц (1925) путем всестороннего изучения слюды доказал принадлежность ее к мусковиту. В рассматриваемой

породе она является господствующим минералом, образовавшимся в результате грейзенизации. Листочки, которыми обильно пронизана порода, разорваны, в большинстве случаев скелетообразные, достигают до 2 мм длины. Обыкновенно же они очень мелкие, удлиненные с слабо выраженной спайностью по базису. Интерференционная окраска то яркозеленая, то фиолетовая, иногда же травянозеленая. Плеохроизм отсутствует. Угасание прямое, удлинение положительное. В шлифе бесцветна. Местами по трещинам спайности проникнута не просвечивающейся пылеобразной аморфной массой. На ряду с упомянутой слюдой в шлифе иногда можно заметить ситообразные чешуйки слюды, повидимому, другого рода. Чешуйки этой слюдки в шлифе кажутся расплывчатыми, без резких очертаний. Спайность не обнаруживается. От кварца, с которым она как бы сливается, отличается более высоким показателем преломления, а от мусковита — угасанием



Фиг. 4. Скелетные формы полевых шпатов.



Фиг. 5. Парагенезис плавикового шпата со слюдой.

до 10°. Плеохроирует в слабокоричневатых тонах. Интерференционная окраска от бледножелтоватой до лимонножелтоватой.

Полевые шпаты в свежем виде отсутствуют. Нередко вместо полевых шпатов имеются только их скелеты, распознаваемые по контурам (фиг. 4).

Замещающий полевые шпаты аггрегат слюдки, кварца и флюорита в редких случаях не нарушает их формы. В псевдоморфируемых зернах чешуйки слюды располагаются своим удлинением в направлении контуров полевых шпатов, в то время как в ядре они сильно перепутаны. Местами вместо полевых шпатов сохранились скопления упомянутых минералов, причем прямые линии контуров полевых шпатов стали бахромчатыми, что свидетельствует о их полном замещении. Плагиоклаз распознается или же в скелетах или по отдельным мутным обрывкам с слабо заметной полисинтетической штриховкой.

Плавиковый шпат в виде идиоморфных включений расположен преимущественно среди полевых шпатов и окружен листочками слюды и мелкозернистым кварцем. Чешуйки слюды нарастали, повидимому, после флюорита, о чем свидетельствует плотное прилегание их к прямолинейным очертаниям последнего (фиг. 5).

Пирит проникает всю массу грейзена отдельными или скученными зернами.

Апатит констатирован в свежем виде только в одном из шлифов. Форма зерен — вытянутые кристаллики, разбитые трещинками.

Исходя из приведенного макро- и микроскопического описания, не приходится сомневаться в том, что рассматриваемый грейзен является продуктом изменения биотитового грубозернистого порфировидного гранита, а не кварцевого порфира. При грейзенизации наиболее сильно пострадали полевые шпаты, которые замещены, почти полностью, тогда как кварцевые зерна, особенно вкрапленники, сохранились в том виде, в каком они присутствуют в граните. Причину грейзенизации объясняли наличием мелких кварцевых вольфрамитоносных прожилков, прорезающих эту часть массива.

Такое объяснение вряд ли может быть правильным уже потому, что, во-первых, на территории грейзена, как это показала разведка, такого обилия не только рудоносных, но и просто кварцевых прожилков нет, а во-вторых, как увидим при описании месторождения, кварцевые рудоносные жилы и прожилки среди грубозернистого гранита создают особого типа грейзен, и то лишь в узкой параллельной зальбандам зоне. Причины грейзенизации кроются скорее в интрузии гранодиорита, которая создала вокруг себя пояс грейзенизации и в других местах контакта. Возможно также, что грейзенизация связана с интрузией мелкозернистого порфировидного гранита, при остывании которого горячие газы и пары уходили по ослабленной зоне между массивами грубозернистого гранита и гранодиорита. Грейзенизации подвергся порфировидный гранит, так как он по своему составу и строению наиболее способен поддаваться этому процессу, что установлено и при изучении боковых пород кварцевых жил.

Жильные породы

Кварцевый порфир

В коренном залегании кварцевый порфир в районе Белухи нигде не встречен, а обнаружен только по отдельным обломкам на поверхности. Эти обломки широко распространены на вершине пади Ингарита, где они прослеживаются узкой полосой по линии контакта гранодиорита и грубозернистого гранита. Кроме того отдельные обломки его найдены и в других местах, особенно на вершине горы Белухи и также на поверхности по линии предполагаемого контакта, но уже между гранодиоритом и мелкозернистым порфировидным гранитом. По внешнему виду это — плотная тонкозернистая порода коричневато-серой окраски, содержащая крупные вкрапленники зерен дымчатого кварца и реже розоватого полевого шпата. При раскалывании породы вкрапленники кварца не колются, а остаются в одной половине породы, а их гнезда в другой.

Под микроскопом кварцевый порфир имеет типичную порфировую структуру. Вкрапленники образуют кварц, плагиоклаз, ортоклаз и роговая обманка. Крупные чешуйки имеет и биотит. Основная масса очень мелкозернистая с трудно различимыми составляющими ее минералами. Мезостазис отсутствует.

Плагиоклаз в большинстве случаев удерживает замечательно правильные кристаллографические очертания своих зерен и сравнительно мало разрушен. Только редкие зерна завуалированы вторичными продуктами и потеряли четкость двойниковых полос. Структура плагиоклаза в большинстве случаев зональная. Измерение угасаний по методу Фуке одного из зональных зерен в разрезе $\perp \gamma$ позволило сделать следующие выводы:

1-я зона внешняя $\alpha' : P = +6.5°$ . . . . . 18% An
2-я » » $\alpha' : P = +4°$ . . . . . 22% An
3-я » внутренняя $\alpha' : P = +2.5°$ . . . . . 27% An

Следовательно, увеличение кислотности от центра зерна к его периферии очевидно. Зерна не зональные принадлежат кислому плагиоклазу в пределах альбит-олигоклаза.

От мелкозернистой массы зерна плагиоклаза резко отграничены.

Кварц является следующим по крупности идиоморфных выделений минералом. Зерна его как бы оплавлены, имеют мягкие контуры и округленную форму. Размеры зерен до 1.5—2 мм. Зерна часто разбиты тонкими волосяными трещинками.

Ортоклаз по размерам своих зерен часто превосходит кварц и полевые шпаты. В шлифе мутен и малопрозрачен вследствие слабой каолинизации. Свежие зерна резко отграничены от мелкозернистой массы и несут хорошую спайность по M и P. Угасание по отношению к последней около 6°.

В виде включений ортоклаз содержит мелкие зерна плагиоклаза с правильными очертаниями.

Роговая обманка в виде лейст и кристаллов с правильным ромбическим сечением включена в мелкозернистую массу обыкновенно в виде двойников. Лейсты местами пронизаны мелкими зернами кварца. В шлифе зеленая. Плеохроирует от коричневато-зеленого по γ до зеленовато-коричневого по α. Угасание на разрезе параллельном (010) — $\gamma : c = 15°$. Удлинение положительное.

Биотит образует редкие, более или менее крупные, однако, не превышающие 0.3 мм чешуйки. Некоторые из них целиком перешли в зеленый хлорит. Плеохроирует резко от коричневого до бледно-коричневого, почти бесцветного.

Мелкозернистая масса микролитовая и состоит из чрезвычайно мелких зерен тех же минералов. Среди них с трудом различимы чешуйки биотита и расплывчатые зернышки кварца.

По минералогическому составу кварцевый порфир близко подходит к мелкозернистому порфировидному граниту, с которым он, по всей вероятности, связан и генетически.

Кварцевый порфирит

Обнаружен в виде обломков в различных частях массива гранодиорита. В пределах рудника порфирит вскрыт рядом разведочных канав. Залегает среди гранодиорита в виде жил различной мощности, с простиранием близким к меридиональному.

В большинстве случаев сильно рассланцован, местами превращен в щебенку. Реже он массивен и разбит трещинами одновременно с вмещающим его гранодиоритом. В некоторых местах по сланцеватости пронизан медной зеленью, что безусловно связано с разрушением иногда пересекающих его кварцевых жил, содержащих медный колчедан.

Макроскопически имеет плотное, мелкозернистое строение и зеленовато-темную окраску. Среди мелкозернистой массы в жилах, менее динамометаморфизованных, можно видеть вкрапленники серых полевых шпатов и кварца, достигающих в поперечнике 2—2.5 мм, и реже роговую обманку с чешуйками биотита.

В сильно давленном порфирите вкрапленники вытянуты в направлении сланцеватости и сильно раздроблены, вообще же мало заметны, что делает порфирит мало отличимым от метаморфических сланцев.

Под микроскопом порода в большинстве случаев с сильным катаклазом. Структура типичная порфировидная, причем вкрапления образованы кварцем, полевым шпатом, реже роговой обманкой. Структура мелкозернистой массы флюктоидальная, чешуйчатая, местами роговиковая.

Полевой шпат представлен преимущественно раздробленными зернами кислого плагиоклаза от альбита до альбит-олигоклаза с резкими двойниковыми полосками. Зерна то круглые, то различно вытянутые в направлении двойников. Контуры мягкие, как бы оплавленные. Разрушенность зерен с замещением вторичными продуктами в различных образцах различная. Вообще же процесс разрушения с замещением серицитом развит в высокой степени вплоть до полного превращения плагиоклаза в мутную, слабо просвечивающуюся массу. Многие зерна несут ясные следы сильного давления, что выражается в изогнутости двойниковых полос и волнистом угасании.

По трещинам многих зерен проникла мелкозернистая основная масса, иногда корродирующая их снаружи.

Кварц образует такие же разбитые трещинами и оплавленные зерна, как и плагиоклаз. По краям корродирован мелкозернистой массой. Очертания не всегда резкие, особенно мелких зерен. Одни зерна имеют ясное волнистое погасание, другие сильно раздроблены, причем раздроблен-

ная масса повернута в сторону потоков основной массы. В виде включений редко содержит чешуйки биотита и мелкие зерна роговой обманки.

Роговая обманка редко образует выделения в виде узких лейст. Местами встречаются веретенообразные скопления, ориентированные в сторону потоков основной массы. Нередки двойники. Роговая обманка часто замещается биотитом. Многие зерна раздроблены и проникнуты основной массой. В шлифе светлокоричневато-зеленая с ясным плеохроизмом. Угасание $\gamma : c = 15°$.

Биотит большею частью вторичный, образовавшийся по роговой обманке, с которой связан постепенным переходом. Встречены скопления мелких чешуек биотита, выполняющие кристаллическую форму нацело замещенной роговой обманки. Размеры чешуек редко превышают 0.5 мм. Местами имеет волнистое угасание. В некоторых образцах широко распространен и хлорит, образовавшийся по биотиту. Спайность в хлорите неясная. Часто связан постепенным переходом с биотитом. Плеохроирует слабо в коричневато-серых тонах. Интерференционная окраска до субнормальной индиговосиней и темносерой.

Мелкозернистая масса трудно различима со стороны минералогического состава. В наиболее сохранившихся образцах установлено, что она состоит из тех же минералов, что и вкрапленники. Преобладающее значение имеет биотит с величиной чешуек до 0.01 мм, образующий местами чешуйчатую структуру. Среди мелкозернистой массы, имеющей флюидальную структуру, чешуйки биотита ориентированы своим удлинением в направлении потоков, обходящих вкрапленники полевых шпатов и кварца. Основная масса нередко лимонитизирована, причем лимонит, являющийся, повидимому, результатом разложения пирита, отлагается полосами, реже расплывчатыми пятнами.

В некоторых образцах под влиянием сильного динамометаморфизма порфирит приобрел роговиковую структуру, в которой полностью отсутствуют вкрапленники. Имеются участки, где вытянутые мелкие зерна плагиоклаза сильно перепутаны, чем напоминают трахитовую структуру. Иногда основная масса имеет микродиоритовый или же фельзитовидный характер. Констатированы неправильные расплывчатые включения титанистых продуктов.

Флюидальная структура обусловлена чередующимися потоками биотитовой (чешуйчатой) и кварцевой (роговиковой) массы, одновременно обтекающей вкрапленники. Между вкрапленниками иногда имеются тонкие, соединяющие их прожилочки из мелкозернистого кварца.

Аплит

Встречен всего лишь один маломощный прожилок, пересекаемый рудоносной кварцевой жилой «С». Наличие аплита, как и порфирита, первыми исследователями Белухи не констатировано.

По внешнему виду аплит принадлежит к категории очень мелкозернистых. Окраска его коричневато-серая. Строение плотное, тонкозернистое. Аплит содержит пятнышки разложившегося пирита и очень мелкие чешуйки темных минералов.

Под микроскопом аплит имеет панидиоморфно-зернистую структуру, определить которую очень трудно, вследствие сильной разрушенности и наличия большого количества вторичных образований—хлорита, серицита, каолина и мусковита.

Среди вторичных образований констатированы плагиоклаз, кварц и биотит. Зерна плагиоклаза, не превышающие размерами 0.25 мм, имеют завуалированную двойниковую штриховку и туманные контуры.

В одном из ориентированных зерен устанавливается принадлежность его альбиту (9%). Листочки биотита различно изогнуты и размерами не превышают зерна плагиоклаза. Плеохроирует в коричневатых тонах. Серицит развивается главным образом по плагиоклазу.

Чешуйки его микроскопически малы и отличаются сильным блеском. Местами плагиоклаз замещен перепутанными листочками серицита. Хлорит образовался по биотиту, сохранив формы последнего. В шлифе коричневато-зеленый. Плеохроирует слабо. Интерференционная окраска темно-серая и синевато-серая. Роль мусковита ничтожная. Мелкие чешуйки с заметной спайностью и прямым угасанием рассеяны среди продуктов разрушения полевых шпатов.

Главным породообразующим минералом является кварц в виде очень мелких расплывчатых зерен. Более крупные зерна раздроблены. Среди вторичных продуктов кое-где заметны скопления титанистых продуктов, особенно среди хлорита. Они отличаются высоким рельефом.

К жильным породам принадлежит еще плагиоклазовый порфирит, встреченный в виде обломков среди метаморфических сланцев около шоссе в Букуку. Эта порода имеет мелкозернистое строение и серую с зеленоватым оттенком окраску. Среди мелкозернистой массы выделяются крупные зерна светлых полевых шпатов с жирным блеском на плоскостях спайности.

Под микроскопом порфирит имеет порфировидную структуру. Вкрапленники принадлежат преимущественно разрушенному и замещенному кислому плагиоклазу с заметной двойниковой штриховкой и реже пироксену-авгиту. Последний в шлифе бесцветен, при скрещенных николях имеет темнозеленую окраску.

Плеохроизм отсутствует. Основная масса настолько мелкозернистая, что отдельные минералы, кроме мелких чешуек биотита, неразличимы. Этот порфирит широко распространен в районе Букукинского м-ния, где он залегает в виде жил среди гранита и метаморфических сланцев.

ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

1. Конгломерат. Встречен только в одном месте по дороге в дер. Н. Гирюнино на расстоянии 7—7.5 км к юго-востоку от Белухи, на левом склоне к пади Ингаринта, и то лишь на задернованной поверхности.

Общая окраска конгломерата темносерая. Размер гальки от мелких, плохо окатанных горошинок до более крупных, достигающих 5—7 см в поперечнике. Крупная галька гладко окатана. Цемент грубый и напоминает гранитную дресву. Конгломерат по мере движения от массива гранодиорита постепенно переходит в песчаник.

Цемент под микроскопом имеет обломочный характер и состоит из крупных зерен плагиоклаза и менее крупных зерен кварца с примесью чешуек биотита.

Плагиоклаз относится к числу кислых, что подтвердилось определением на универсальном столике Федорова, именно к альбит-олигоклазу № 17, с углом оптических осей $2V = 86°$. На ряду с кислым имеются зерна, определяющиеся до андезина. Вообще же, вследствие сильной разрушенности и раздробленности они трудно поддаются определению. Двойниковые полоски хорошо заметны, часто образуют сетку. Многие полоски, помимо раздробленности изогнуты.

Биотит встречен в виде отдельных обрывков чешуек, замещающихся зеленовато-серым хлоритом.

Обнаружено также несколько мелких зерен титанита.

По минералогическому составу цемент является продуктом разрушения массива гранита.

Галька в свежем изломе представляется темносерой изверженной породой, проникнутой бурыми окислами железа, особенно по трещинкам. Строение среднезернистое. Макроскопически хорошо отличимы зерна полевого шпата и чешуйки биотита, реже кварц. Галька немного сгнейсована.

Под микроскопом представляется породой с сильным катаклазом. Состоит из полевого шпата, кварца и биотита. Наиболее сильному раздроблению подверглись зерна полевого шпата, играющие роль главного породообразующего минерала. Очертания его зерен прямолинейные, реже кристаллографические, но в значительной степени разрушенные и замещенные вторичными продуктами. В шлифе мутны. Большая часть зерен полевого шпата принадлежит кислому плагиоклазу, порядка альбит-олигоклаз № 11—16, что устанавливается методами Фуке и Бекке. Двойниковая штриховка почти всегда хорошо заметна среди вторичных продуктов. Измерениям на универсальном столике не поддается вследствие разрушенности и раздробленности.

Кварц встречается в виде двух генераций: первичный и вторичный. Первый имеет резкие прямолинейные и остроугловатые контуры, соот-

ветствующие очертаниям полевых шпатов и биотита. Зерна его раздроблены и имеют волнистое погасание. Второй кварц такому раздроблению не подвергался и волнистого погасания не имеет. Заполняет промежутки между остальными минералами, в том числе и между зернами кварца первой генерации. Контуры зерен мягкие и производят впечатление натеков. Окраска более серая, кварц менее прозрачен. Вообще же количество того и другого кварца в породе не велико.

Биотит представлен мелкими, слабо плеохроирующими чешуйками, сильно изорванными и пронизанными кварцем второй генерации. Чешуйки рассеяны по всей массе. Большая часть биотита вторичного происхождения образовалась за счет роговой обманки. В шлифе имеет коричневато-серую окраску и прямое угасание.

Структура породы гипидиоморфно-зернистая, что вместе с минералогическим составом позволяет отнести гальку к роговообманково-биотитовому гранодиориту.

2. Песчаник тянется узкой полосой вслед за конгломератом, с которым связан постепенным переходом. Констатирован, как и конгломерат, только в виде обломков на поверхности в двух местах на расстоянии 7—7.5 км по дороге в дер. Н. Гирюнино. Имеет желтовато-серую окраску и плотное мелкозернистое строение ясно выраженного обломочного характера.

Под микроскопом состоит из отдельных очень мелких остроугольных обломков, принадлежащих преимущественно кварцу и плагиоклазу, сцементированных бурой аморфной массой. Плагиоклаз распознается по полисинтетически-двойниковой штриховке. Иногда различимы отдельные очень мелкие чешуйки биотита, в особенности же хлорита и серицита. Встречено мелкое зернышко титанита. Повидимому, песчаник, как и конгломерат, генетически связан с тем же массивом гранита.

3. Темный глинистый сланец. Следует за песчаниками. На вершинах гребней дает коренные выходы, хорошо рассланцован. Макроскопически порода плотная, очень тонкозернистая, серовато-темной окраски. Составляющие этот сланец минералы неразличимы.

Под микроскопом он имеет очень тонкозернистое строение, отдельные составляющие его минералы неразличимы даже при сильном увеличении. Вся масса слабо просвечивается, по сланцеватости пропитана аморфным бурого цвета материалом.

4. Известняк. Обнаружен в виде небольшого изолированного островка среди роговообманково-биотитового гранодиорита между падями Ерничной и Сангинной. Строение его крупнокристаллическое, окраска светлосерая. При действии соляной кислотой бурно вскипает.

Под микроскопом состоит исключительно из крупных зерен кальцита с хорошо выраженными трещинками спайности по ромбоэдру. Эти зерна одновременно разбиты и механическими трещинками в различных напра-

влениях. Большинство зерен имеет резкие полисинтетические полоски. Среди кальцита встречена только одна маленькая чешуйка мусковита с хорошо выраженной спайностью по базису, характеризующаяся отсутствием плеохроизма, прямым угасанием и интерференционной окраской в светло-зеленых и светлофиолетовых тонах. Других примесей к кальциту не найдено.

КОНТАКТОВЫЕ ПОРОДЫ

В понятие «контактовые» входят те же описанные выше породы, так или иначе измененные в местах взаимного соприкосновения.

В эту группу пород входят: 1) глинистые сланцы, подвергшиеся изменению в контакте с гранитом «букукинского» типа; 2) гранодиорит в контакте с жилами порфирита; 3) гранодиорит в контакте с мелкозернистым порфировидным гранитом; 4) гранит грубозернистый порфировидный в контакте с гранодиоритом.

Каждая из этих пород подверглась в той или иной степени контактовому метаморфизму в узкой (часто измеряемой сантиметрами) зоне. Наиболее сильному изменению подвергся порфировидный грубозернистый гранит в контакте с гранодиоритом, и еще сильнее изменились глинистые сланцы в контакте с гранитом.

1) Изменение сланцев под влиянием гранитной интрузии наиболее полно представлено в вершине пади Сангинной и прослеживается по дороге на Букуку. Изменение заключается в полной перекристаллизации сланцев с новообразованием других минералов. Метаморфизованные сланцы вблизи контакта с гранитом представляют собой темную с зеленоватым оттенком, плотную, лишенную сланцеватости мелкозернистую породу, по своему облику близко напоминающую кварцевый порфирит Белухи. Удаляясь от гранита на юг в область развития сланцев, легко заметить, как на расстоянии, примерно, 500 м сланцы постепенно становятся нормальными с серовато-темной окраской и хорошо выраженной сланцеватостью.

Под микроскопом метаморфизованный сланец, взятый вблизи гранита, состоит из чрезвычайно мелкочешуйчатой массы, среды которой выделяются своими размерами лейсты роговой обманки, обнаруживающей ясный плеохроизм и угасание $\gamma : c = 18°$. Кроме роговой обманки порода содержит мелкие зерна кварца, чешуйки биотита и зернышки плагиоклаза. Последние устанавливаются только по показателю преломления на границе с кварцем и по слабо выраженным двойниковым полоскам. Вся порода пронизана мелкими зернышками пирита. Структура местами чешуйчатая, местами же роговиковая.

2) Изменение гранодиорита в контакте с прорезающими его жилами кварцевого порфирита необходимо расценивать только в качественном отношении, так как зона изменения очень невелика (в пределах нескольких сантиметров) и не везде представлена.

В одних случаях в непосредственном контакте с жилой порфирита гранодиорит разрушен и превращен в дресву или в мелкозернистую полуглинистую массу. Это явление наиболее часто наблюдается в висячем боку жилы. Со стороны же лежачего бока такие изменения отсутствуют и гранодиорит является нормальным. В других случаях, в контакте с порфиритом, изменение гранодиорита состоит в том, что он становится мелкозернистым с трудно различимыми макроскопически минералами. Окраска его становится темной, местами пятнистой. По трещинкам пронизан пиритом.

Под микроскопом обнаруживаются сильно серицитизированные зерна плагиоклаза, местами сохранившие тонкую двойниковую штриховку, завуалированную вторичными продуктами. Зерна плагиоклаза сильно раздроблены и по трещинам пронизаны мелкозернистой массой кварца вместе с вторичными продуктами полевых шпатов. Эта же мелкозернистая масса образует самостоятельные участки с роговиковой или чешуйчатой структурой. Последняя обусловлена скоплением перепутанных чешуек биотита, содержащих включения мелких апатитовых зерен. Роговая обманка отсутствует. Вся порода, особенно ее биотитовая часть, пронизана большим количеством мелких зерен пирита. В породе много мелкозернистого кварца.

3) В контакте с мелкозернистым порфировидным гранитом гранодиорит, сохраняя свою структуру, заметно грейзенизован в пределах не свыше 0.5—0.75 м. В этой зоне гранодиорит частично разрушен. Окраска его вместо пестрой темносерой стала коричневато-серой с бурыми пятнами. Наблюдается развитие в виде отдельных скоплений коричневато-серой слюдки.

Под микроскопом гранодиорит имеет реликтовую структуру гранита и состоит из аггрегата мелкочешуйчатой бесцветной слюдки и мелкозернистого кварца, псевдоморфирующих зерна полевых шпатов. Замещение настолько интенсивно, что структура плагиоклаза распознается с большим трудом. Оно особенно легко происходит по двойниковым швам. Биотит по краям своих чешуек обесцвечивается, постепенно переходя в мусковит. Роговая обманка отсутствует. Крупные зерна кварца остались нетронутыми. Порода с довольно сильным катаклазом. По трещинам проникнута окислами железа. Явление грейзенизации затухает на расстоянии, примерно, 0.75 м от контакта, где начинается уже гранодиорит нормальный.

Со стороны же мелкозернистого порфировидного гранита в контакте наблюдается как бы уменьшение величины зерна и обогащение кварцем; кроме того в этой зоне гранит разбит трещинами, на плоскостях которых отложился бурый налет.

4) Среди изверженных пород воздействие контактового метаморфизма наиболее сильно сказалось на биотитовом грубозернистом порфировидном граните в контакте его с гранодиоритом. При разведочных работах на поверхности можно было довольно полно наблюдать это явление в нескольких

местах в коренном залегании. В одном из таких искусственных обнажений (в разведочной канаве по жиле «С») резкой линии контакта между этими массивами не констатировано. Оба массива в этом месте достаточно свежие, сильного изменения не обнаруживают и как бы постепенно переходят друг в друга. Но при внимательном осмотре можно заметить, что гранодиорит в этом месте имеет более мелкозернистое строение, более ровную светлую окраску и как будто больше содержит шлировые выделения мелкозернистой темной массы. В области же порфировидного гранита контактовые явления представлены более сильно и выражаются в форме грейзена. Гранит затронут грейзенизацией не в виде полосы, а отдельными неправильными участками на расстоянии до 0.75 м от предполагаемой линии контакта. Явление грейзенизации состоит в замещении выделений полевых шпатов знакомой нам бурой мелкочешуйчатой слюдкой, часто вместе с мелкими зернами флюорита. Участки, наиболее сильно затронутые грейзенизацией, содержат много пустот и мелких пор, на стенках которых наросли мелкие друзы дымчатого горного хрусталя и фиолетовые кристаллики в виде кубиков флюорита, окруженные чешуйками слюдки. Мелкие зерна флюорита особенно обильны среди рыхлой мелкозернистой кварцево-слюдяной массы, нацело замещающей полевые шпаты. Кроме того грейзен пронизан множеством кубиков пирита. Некоторые из этих кубиков достигают 5 мм. Среди грейзенизованной массы выделяются своими размерами вкрапленники дымчатого кварца.

Наиболее же резко контактовое изменение наблюдается в разведочной канаве 8/С. Обнажения представляют собой разведочные канавы, вскрывшие контакт двух указанных массивов. Гранодиорит здесь сильно разрушен до коренной дресвы, уходящей на неизвестную глубину в непосредственном соприкосновении с гранитом. Превращение в дресву происходит на протяжении около 6—7 м по кривой, быстро опускающейся в сторону контакта. Каких-нибудь изменений в составе этой дресвы подметить не удалось. Что же касается грубозернистого гранита, то здесь необходимо различать три зоны, резко отличающиеся друг от друга.

Первая из них представлена сливным кварцем роговикового типа, непосредственно соприкасающимся с дресвой гранодиорита. В сторону дресвы кварц образует круто опускающуюся, почти вертикальную гладкую стену. Окраска этого кварца темносерая, строение мелкозернистое. Мощность зоны не превышает 3.5 м.

Под микроскопом он представляет собой оптически изотропную кварцевую массу типа опала. В шлифе мало прозрачен, так как покрыт мутью. При скрещенных николях масса остается серой. На фоне ее выделяются различного очертания, но преимущественно остроугольные и в виде клиньев, обломки обыкновенного водяно-прозрачного кварца, которые придают породе порфиробластическую структуру. Вся порода разбита трещин-

ками, по которым отложилась бурая аморфная масса вместе с мелкими зернами кварца и чешуйками серицита.

Вслед за кварцем постепенно начинается вторая зона, представленная «сухо»-землистой породой, напоминающей кремнистый каолин. Окраска светлосерая. Среди этой массы встречаются в большом количестве куски более кремнистой породы такого же цвета, которые одной из своих сторон нацело связаны с окружающей массой, другая сторона их представляет собой обтертую полусферу, чем напоминает гальку или часть конкреции. На поверхностях полусфер отложился бурый налет. Излом породы раковистый.

Под микроскопом она напоминает описанную выше мелкозернистую мутную, изотропную массу с включением остроугольных обломков нормального кварца. Обнаружен остаток зерна полевого шпата, определяющийся как ортоклаз. Ширина зоны около 2.5—3 м.

С этой зоной постепенно связана третья, представляющая собой узкую зону грейзенизации. Грейзенизация состоит в замещении полевых шпатов мелкочешуйчатой слюдкой, делающей гранит коричневато-серым. Местами заметны мелкие редко рассеянные зерна пирита. Плавиковый шпат макроскопически не констатирован. Вслед за грейзенизованным начинается нормальный грубозернистый порфировидный гранит.

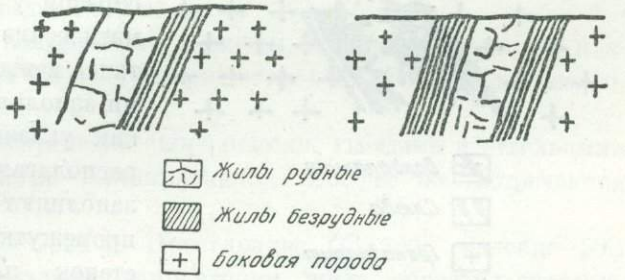
IX. КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ ВАЖНЕЙШИХ КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ

Жилы Белухинского м-ния характеризуются сохранением азимута простирания и простотой формы жильного тела. Общим для всех жил является их северо-западное простирание и падение на юго-запад под разными углами. Простирание всей свиты жил колеблется в пределах от СЗ 300° до меридионального, а угол падения — ЮЗ от 50° до вертикального. При взгляде на геологическую карту не трудно заметить, что все они тяготеют к одному общему центру — вершине горы, где они как бы пересекаются и опять расходятся под теми же углами. Наибольшее количество жил расположено на вершине горы и на ее юго-восточном склоне. Известная нам площадь распространения жил не превосходит 4 км². Каждая жила в отдельности имеет свои индивидуальные отличия либо в строении жильного тела, либо в характере оруденения, в минералогическом составе и пр. Из всей серии жильных образований по мощности, степени разведанности и изученности их с поверхности можно выделить следующие: в юго-восточной части рудоносной площади жилы: «А», «В», «С», «D», «Σ», «М», «R», а на вершине горы: «Ц», № 1, 2, 3, 4 и 5.

Жила «А» является наиболее разведанной не только с поверхности, но и на глубину. Простирание в среднем СЗ 320°, падение ЮЗ ∠ 75—85°.

Жила часто разбивается на прожилки, которые опять сходятся. Текстура преимущественно сплошная, но в некоторых участках она переходит в гребенчатую и более редко в поясовую. Жильный кварц то светлосерый, полупрозрачный, грубозернистый, то темносерый, напоминающий роговик. Последний слагает участки жил с поясовой текстурой. Жила отделяется от боковой породы тонкой слюдяной оторочкой, которая местами исчезает, заменяясь зеленовато-серой глинисто-хлоритовой массой. Иногда же оторочка вовсе отсутствует и жила оказывается тесно сросшейся с гранодиоритом.

Как установлено трехлетней разработкой, жила постоянно сопровождается рядом кварцевых прожилков, среди которых имеются более поздние по своему происхождению, так как они пересекают как жилу, так и ее ответвления. Нередко к рудоносной жиле со стороны висячего или лежачего бока плотно примыкает другая, меньшей мощности жила с поясовой текстурой, или же эти жилы оказываются по бокам, а рудоносная в середине, как указано на фиг. 6. Вольфрамитоносной является жила с сплошной и гребенчатой текстурой, а сопровождающие ее жилы и прожилки с поясовой текстурой обыкновенно безрудные. Залегание как тех, так и других—спокойное, если не считать очень редко встречающиеся сбросы с амплитудой в пределах нескольких сантиметров. Вообще же на протяжении свыше 200 м, пройденных некоторыми штольнями от устья последних, нарушения не сказывались на направлении горных выработок, как подготовительных, так и очистных.

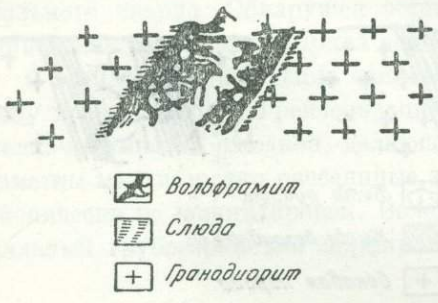


Фиг. 6. Характер сочетания вольфрамитоносных жил с безрудными жилами.

В начале, когда забои штолен были вблизи поверхности, среди жильного кварца встречался только вольфрамит, реже мелкие гнезда колчеданов, преимущественно пирита, и еще реже включения висмутового блеска. По мере же углубления штолен стали все чаще и чаще встречаться скопления колчеданов, среди которых крупную роль играют халькопирит и пирротин. На расстоянии около 150—170 м от устья штолен или на глубине около 50 м от поверхности склона по вертикали состав сульфидов усложнился появлением больших количеств цинковой обманки. Одновременно заметно возросло и количество висмутового блеска. Шеелит встречен только на глубине около 50 м от поверхности по вертикали в штольне № 6; как редкость он встречен вместе с кальцитом и флюоритом.

Последний попадается во всех частях жилы то скоплениями, то небольшими прозрачными кристалликами, нарастающими на стенках пустот в жильном теле. Следовательно, в настоящее время из минералов жилы «А» можно отметить вольфрамит, слюду, флюорит, цинковую обманку, халькопирит, пирит, пирротин, висмутовый блеск, шеелит, кальцит. Количество сульфидов с глубиной возросло. Химическим анализом сложных коллективных концентратов установлено присутствие ничтожных количеств олова, свинца, мышьяка, никеля, кобальта, серебра и золота.

Распределение в жиле как вольфрамита, так и комплекса сернистых соединений мелковкрапленное и гнездовое. Размеры гнезд очень разнообразны. Эти гнезда быстро выклиниваются как по падению, так и простиранию жилы. Наиболее распространены гнезда, вытянутые по падению.



Фиг. 7. Строение вольфрамитоносной жилы.

Вольфрамит располагается главным образом у зальбандов, откуда призматические пластинки его, переплетаясь между собой под разными углами, заполняют и центральную ее часть, как указано на фиг. 7. Сульфиды располагаются так же, но более часто заполняют среднюю часть жилы и промежутки между нарастающими от стенок пластинками вольфрамита.

Цинковая обманка вместе с вольфрамитом не встречена, она располагается в жиле отдельно от него, но всегда вместе с медным колчеданом и пирротином. Следовательно, распределение руды в жиле в виде столбов, как это полагают многие, не подтверждается. Соотношения между сульфидами зависят от глубины, на которой они встречаются. Замечено, что пирротин, встречающийся у поверхности в количестве 1—2%, на глубине 15—30 м от поверхности по вертикали достигает 35%, как максимум, а вообще же составляет 8% по отношению к сумме всех минералов, превышающих по удельному весу кварц. Из сульфидов наиболее распространен пирит, а затем халькопирит. Количество последнего на некоторой глубине быстро возрастает. Что же касается вольфрамита, то по мере углубления выработок содержание его в жиле заметно падает.

В юго-восточном направлении жила (ниже штолен) не разведывалась; здесь она скрывается под глубокими наносами распадка Ыкагуй, совпадающего с предполагаемой зоной разлома.

Жила «В» разрабатывалась с поверхности разрезом по простиранию во время империалистической войны. В 1926 г. разведка при помощи канав производилась на юго-восточном крыле. Жила имеет простирание СЗ 305°, падение ЮЗ ∠75—80°. Жила залегает среди несколько порфировидного

гранодиорита. Состоит из светлосерого полупрозрачного кварца, по плоскостям трещин которого отложились налеты окислов железа. Текстура сплошная, местами имеющая признаки гребенчатой. С обеих сторон отделяется от боковой породы тонкой оторочкой из мелкочешуйчатой слюдки. По простиранию жила сопровождается с северной стороны вольфрамитоносным кварцевым прожилком, который то совсем близко подходит к жиле, то удаляется от нее, скрываясь в северном борту разреза. Кроме прожилка жилу на большом расстоянии по простиранию сопровождает со стороны лежачего бока другая жила, мощностью до 12 см, имеющая поясовое, а местами брекчиевидное строение. Поясовая жила вольфрамита не содержит. В северо-западном направлении жила упирается в распадок Ыкагуй, где, повидимому, и обрывается, а в юго-восточном направлении за эксплоатационным разрезом она разветвляется на множество мелких прожилков, образуя «конский хвост», и затем совершенно исчезает, как это установлено разведками 1926 г.

Из минералов, кроме вольфрамита и слюды, обнаружены: пирит, плавиковый шпат, висмутовый блеск. Флюорит встречен и среди жилы с поясовой текстурой.

Вольфрамит в жиле распределен спорадически, гнездами и отдельными пластинками. Гнезда быстро выклиниваются. Вообще же встречаются очень редко.

Ж и л а «С» открыта в 1926 г. Простирание СЗ 300°, падение ЮЗ $\angle 75 - 80°$. В северо-западном направлении жила обрезана сбросом. Смещенное крыло не найдено. В юго-восточном направлении почти на одном меридиане с жилой «В» разбивается на сеть тонких прожилков, которые далее к юго-востоку выклиниваются. На своем протяжении жила разделяется на прожилки, которые опять сходятся в одну жилу. Залегает одновременно среди гранодиорита и грубозернистого порфировидного гранита. По западному контакту этих пород и проходит линия сброса. Жильный кварц светлосерый, грубозернистый, содержит иногда пустоты выщелачивания. Текстура сплошная грубозернистая. От боковых пород жила отделяется прекрасно развитой слюдяной оторочкой, переходящей иногда в глинисто-слюдяную. Изменения гранодиорита и порфировидного гранита в соседстве с жилой, как будет указано ниже, различны. Проходкой разведочной шахты № 31 установлено, что с глубины 10 м начинают появляться колчеданы, преимущественно пирит, реже халькопирит. Вольфрамит в жиле встречается как богатыми гнездами различных размеров, так и отдельными вкраплениями. Замечено, что наиболее богатые скопления вольфрамита расположены в местах разветвления жилы на прожилки. Кроме вольфрамита и везде встречающейся слюдки, здесь обнаружены минералы: шеелит, висмутовый блеск, пирит, халькопирит, флюорит, самородная медь, цинковая обманка и молибденит.

Из этих минералов наиболее распространен флюорит. В пустотах он встречен в виде оптически прозрачных и чистых кристаллов; на глубине 16 м он образует большие скопления зеленого и фиолетового цвета. Самородная медь встречена в виде очень тоненьких пластинок на плоскостях трещин кварца. Мелкие зерна цинковой обманки с синей побежалостью встречаются как редкость.

Жила подверглась опробованию задиркой в различных частях по простиранию. Взято всего 6 проб, причем некоторые из них повторялись. Содержание вольфрамита колеблющееся, в среднем — промышленное.

Анализ вольфрамита (Fe, Mn) WO_4 этой жилы дал следующие результаты: [1]

WO_3	76.19%
FeO	13.59
MnO	8.97
Всего	98.75%

Жила «D» расположена на левом склоне к распадку Ыкагуй. Разрабатывалась 3 штольнями № 14, 16 и 25 по простиранию, которые вскоре же были остановлены по причине разветвления жилы в юго-восточном направлении. Жила залегает среди несколько порфировидного гранодиорита. Простирание СЗ 315°, падение ЮЗ ∠ 75—80°. Наибольшую мощность жила имеет в северо-западной своей части, к юго-востоку же она так же, как жилы «B» и «C», разветвляется на прожилки. Разведочная канава, заданная за штольней № 25 (выше по склону), не обнаружила прожилков. Текстура жилы сплошная, грубокристаллическая. С поверхности, по словам участников разработки ее, она вначале была очень богата вольфрамитом. Опробование 1926 г. выявило среднее содержание вольфрамита и при том гнездовое его распределение.

Жила «Σ» состоит из двух жил («Σ» и «Σ_1»), расположенных на расстоянии около 2 м. В северо-западном направлении они сливаются в одну. Залегают среди среднезернистого роговообманково-биотитового гранодиорита. Простирание жилы «Σ» СЗ 338°, падение ЮЗ ∠ 45°. Расположенная рядом с ней жила «Σ_1» имеет простирание СЗ 334°, падение ЮЗ ∠ 50°.

Жила состоит из сильно раздробленного в щебенку мутного темно-серого плотного кварца. Текстура поясовая, но не типичная. Вольфрамит встречен в виде тоненьких пластинок, приуроченных к отдельным поясам, расположенным у зальбандов. Из минералов, кроме вольфрамита и редких чешуек слюдки, встречены флюорит и пирит.

Жила «R» залегает среди гранодиорита. Простирание СЗ 310—315°, падение ЮЗ ∠ 75—85°. Состоит из двух прожилков, идущих на расстоянии

[1] Анализ выполнен Производственной хим. лабораторией Горхимтреста в Москве.

от 0.5 до 1.50 м, а местами и 2.00 м. Прожилки в свою очередь нередко разбиваются на более тонкие прожилки, которые опять сходятся вместе. Текстура сплошная. Кварц светлосерый, охристый, с пустотами выщелачивания. От вмещающей породы жила постоянно отделена слюдяной оторочкой.

Из минералов кроме вольфрамита и слюдки в разведочных канавах встречены шеелит, висмутовый блеск, плавиковый шпат и разложившиеся колчеданы. В виде налета встречена вольфрамовая охра. Две пробы, взятые задиркой из этой жилы, показали промышленное содержание вольфрамитового концентрата. Концентрат содержит небольшую примесь шеелита. Равномерность содержания объясняется отсутствием больших гнезд вольфрамита. Последний встречен как у зальбандов, так и в средней части прожилков. Висмутин встречается редко. Ветвистые аггрегаты его иногда располагаются среди пластинок вольфрамита. В северо-западном направлении жила, повидимому, выклинивается, не достигая вершины горы; последние в этом направлении канавки обнаружили только тонкие прожилки.

Ж и л а «Ц» открыта в 1926 г. Залегает среди среднезернистого гранодиорита. Простирание СЗ 305°, падение ЮЗ ∠70—80°.

Обыкновенно жила часто разбивается на прожилки, количество которых в юго-восточном направлении увеличивается. Кварц серый и светлосерый. Текстура сплошная с элементами гребенчатой. Зальбанды из мелкочешуйчатой бурой слюдки местами образуют раздувы. Среди жильного кварца имеются пустоты, на стенках которых наросли отдельные кристаллы кварца, окруженные слюдкой. Чешуйки слюдки достигают иногда размеров 1 см. Из минералов кроме вольфрамита встречены берилл, флюорит, висмутовый блеск, шеелит и разложившиеся колчеданы.

Распределение вольфрамита крайне неравномерное. В сростках вольфрамитовых пластинок заключены зерна шеелита, реже висмутина. Последние встречаются и самостоятельными выделениями среди жильного кварца в виде столбчатых и ветвистых аггрегатов. Берилл попадается вместе с вольфрамитом.

В верхней части жилы вольфрамит разрушен и превращен в землистую, мелкозернистую, темнобурую легкую массу.

Анализ вольфрамита дал следующие результаты: [1]

WO_3	72.92%
FeO	16.21
MnO	7.35
Всего	96.48%

[1] Анализ выполнен Центральной производственной хим. лабораторией Горхимтреста в Москве.

В юго-восточном направлении, по данным разведки, жила стремится к выклиниванию, разбиваясь при этом на прожилки, разведка с поверхности в указанном направлении не доведена до конца. Уменьшение мощности и как бы перерывы, разветвления наблюдаются и в северо-западном направлении.

Жила № 1 залегает в большей своей части среди среднезернистого гранодиорита. Северо-западное же крыло прорезает порфировидный гранит. Простирание СЗ 345°, падение ЮЗ ∠65—75° и до 80°. Жила состоит из светлосерого и молочно-белого кварца. Текстура преимущественно гребенчатая, местами сплошная. Гребенчатость обусловлена крупными переплетающимися кристаллами кварца, наросшими нормально к стенкам жилы. Зальбанды хорошо выражены и представлены оторочкой из бурой мелкочешуйчатой слюдки. Вольфрамит встречен небольшими скоплениями. Крупные гнездовые выделения отсутствуют. Вольфрамитовые пластинки нередко прорастают по длине отдельных кристаллов кварца.

Из минералов, кроме слюды, вольфрамита и шеелита, встречены: берилл, свинцовый блеск, цинковая обманка, флюорит, кальцит и молибденовый блеск. Последний обнаружен в зальбандовом материале, в то время как остальные — в самой жиле. При промывке проб элювия встречены обломки тонких кристаллов берилла. Кроме того, обычной примесью является пирит и реже халькопирит, встречающийся вместе с галенитом и сфалеритом.

Жила № 2 залегает исключительно среди гранодиорита, несколько измененного процессами рудообразования. Представляет собой сеть близко расположенных кварцевых прожилков. Эти прожилки иногда сходятся между собой и опять расходятся, напоминая нечто вроде штокверка; общее же простирание их северо-западное. Вольфрамит в этих прожилках распределен небольшими, но очень богатыми, местами во всю мощность прожилков, скоплениями. Эти скопления встречаются довольно редко. Кроме гнезд нередки и рассеянные пластинки вольфрамита. Необходимо заметить, что среди кварцевых прожилков обнаружены вытянутые в направлении разреза узкие гнезда, заполненные кирпичнокрасной глинисто-слюдяной массой. Среди этих гнезд встречено множество обломков призматических кристалликов берилла зеленовато-желтой окраски, а также обломки крупных желтовато-серых, прозрачных, трещиноватых кристалликов плавикового шпата. Последние нарастают в пустотах грейзена и окружены множеством чешуек слюдки. Среди обломков берилла найдены совершенно бесцветные разности и окрашенные в слабо зеленоватый цвет аквамарины.

Кроме вольфрамита, берилла, плавикового шпата и слюды, среди жильного кварца встречены маленькие гнезда черной цинковой обманки, сопровождающейся пиритом и медным колчеданом.

Ж и л а № 3 залегает среди гранодиорита. Простирание СЗ 297°, падение на ЮЗ ∠70—80°. Кварц молочнобелый и светлосерый. Зальбанды представлены оторочкой из мелкочешуйчатой слюдки. Текстура типично гребенчатая. Вольфрамит встречается очень редко отдельными пластинками. Взятые из разреза задиркой пробы показали очень бедное содержание вольфрамитового концентрата. Кроме вольфрамита и слюдки встречены зерна пирита и пирротина.

Ж и л а № 4 залегает среди гранодиорита, а северо-западная часть среди мелкозернистого порфировидного гранита. В контакте этих массивов жила нарушена с разрывом сплошности, и северо-западная часть ее перемещена к югу на расстояние около 3 м. Состоит из светлосерого, а на северо-западном крыле — из молочнобелого кварца. Текстура на северо-западном крыле гребенчатая, переходящая к юго-востоку в сплошную, а местами даже в поясовую. В жиле с гребенчатой текстурой вольфрамитовые пластинки встречаются очень редко, а там, где текстура становится сплошной, появляются не только отдельные пластинки, но и целые скопления вольфрамита. Кроме вольфрамита и слюдки, слагающей зальбанды, встречен пирит и медный колчедан в небольшом количестве.

Ж и л а № 5 залегает среди несколько грейзенизованного, особенно в соседстве с жилой, гранодиорита. Текстура гребенчатая, местами же сплошная. Включения вольфрамита сравнительно редки, как это можно заключить на основании небольших расчищенных участков и по штабелям жильного кварца. Опробованию жила не подвергалась. Из минералов, кроме вольфрамита и слюдки, встречены сростки крупных кристаллов берилла, заключенные среди жильного кварца, а также флюорит и пирит.

X. ИЗМЕНЕНИЕ БОКОВЫХ ПОРОД В СОСЕДСТВЕ С ЖИЛАМИ

Околожильная метаморфизация вмещающих пород в условиях Белухинского месторождения по степени интенсивности может быть подразделена на два типа: а) метаморфизация гранодиорита и б) метаморфизация грубозернистого порфировидного гранита.

а) Гранодиорит в непосредственном соседстве с жилами подвергается изменению в чрезвычайно узкой зоне, редко превосходящей 2—3 см. Характер изменения этой породы в разных частях месторождения утомительно однообразен и может различаться только по интенсивности. Замечено, что наиболее сильному изменению гранодиорит подвергается в соседстве с жилами гребенчатой и сплошной текстуры. Околожильный метаморфизм состоит здесь в образовании особой, более мелкозернистой породы, иногда совершенно не похожей на гранодиорит. Степень мелкозернистости находится в зависимости от расстояния до стенок жилы. Так, у самой жилы измененная часть боковой породы нередко рассланцована и имеет темносерую

окраску и очень мелкозернистое строение. Ширина такой зоны редко превышает 1 см. Вслед за ней постепенно, иногда резко, начинается нормальный гранодиорит. Иногда, особенно в подземных выработках, вместо этой зоны имеется узкий прослоек, состоящий из глинисто-хлоритовой массы зеленовато-серого цвета, резко отграниченный от нормального гранодиорита. На вершине Белухи метаморфизация сопровождается изменением окраски гранодиорита в бурый цвет. Наиболее же развито изменение гранодиорита с уменьшением зерна и изменением окраски в темно-серую с зеленоватым оттенком на расстоянии 1—1.5 см от жилы.

Под микроскопом обнаруживается частичное, а в непосредственном контакте с жилами — полное замещение полевых шпатов чрезвычайно мелкими чешуйками бесцветной слюды и новообразованным кварцем. Сохранение первичных очертаний замещенных полевых шпатов — обыкновенное явление.

Зерна первичного кварца представляются раздробленными и корродированными кварцем позднейшего происхождения. Одновременно наблюдается новообразование мелких зерен флюорита и почти всегда пирита. Темноцветные минералы, как биотит и роговая обманка, в процессе метаморфизации обесцвечиваются, переходя в хлоритовую массу. В соседстве с жилами, имеющими поясовую или брекчиевидную текстуру, изменение очень слабое, малозаметное. Чаще же вместо метасоматизма гранодиорит подвергнут сильному разрушению.

б) Грубозернистый порфировидный гранит в пределах даже одной и той же кварцевой рудоносной жилы дает грейзен совершенно другого типа. Образовавшаяся около жилы порода имеет коричневую или бурую окраску. Характерные для гранита призматические вкрапленники полевых шпатов отсутствуют. В переходной к нормальному граниту зоне можно наблюдать только частичное замещение породы, с сохранением первоначальной структуры. Замещению подвержены полевые шпаты, в то время как выделения крупных зерен дымчатого кварца остаются неизмененными. Грейзен в основной своей массе является породой, состоящей преимущественно из скопления чешуек бурой или светлокоричневой слюдки с рассеянными в ней упомянутыми зернами кварца. В порах и мелких пустотах, которыми он изобилует, отлагаются прозрачные зеленые и фиолетовые кубики плавикового шпата и более мелкие кубики пирита. Последние два минерала присутствуют и в основной массе грейзена. Характерным же отличием является наличие вкраплений зерен молибденита, достигающих в исключительных случаях 1 см в поперечнике. Встречаются участки, где грейзен изобилует множеством мелких зернышек молибденита. Последний, как известно, входит в состав нормального гранита. В одном случае среди грейзена встречены выделения вольфрамита.

Зона грейзенизации имеет неправильную границу с нормальным гра-

нитом и ширина ее в различных местах различная. Обыкновенно же от 3 до 10 см. Местами образует раздувы до 20 и выше сантиметров. Некоторые кварцевые жилы, залегающие среди этого гранита, содержат молибденит и в жильном теле, в то время как в жилах среди гранодиорита молибденит отсутствует.

XI. ОБЩИЕ ВЫВОДЫ ПО ЖИЛАМ

Резюмируя весь приведенный фактический материал по жилам, можно сделать следующие выводы:

1. Кварцевые рудоносные жилы заключены в массиве гранодиорита и реже в краевых зонах окружающих его изверженных пород.

2. Общей особенностью жил рассматриваемого месторождения является правильность залегания как по простиранию, так и по падению. Ограничивающие жилы поверхности претерпевают только незначительные изгибы, вернее, — волнистость, в пределах до 5—10°.

3. Оставаясь выдержанными по простиранию, жилы часто разветвляются на прожилки. С глубиной признаки выклинивания не обнаруживаются.

4. Жилы, расположенные в пределах колонии рудника («B», «C», «D») в юго-восточном направлении разбиваются на сеть тонких прожилков, образуя так называемый «конский хвост», и выклиниваются, а в северо-западном направлении — резко обрываются.

5. Все жилы месторождения по строению их тел можно разбить на две группы: а) жилы с гребенчатой и сплошной текстурой и б) жилы с поясовой и брекчиевидной текстурой. Первые из них имеют крутое падение, почти вертикальное, от боковых пород отграничены слюдяной оторочкой и являются всегда вольфрамитоносными. Вторые же имеют менее крутое падение ($\angle$50—60°), но нередко такое же, как и первые, и являются обыкновенно безрудными. Слабая рудоносность проявляется только в переходных типах (жила «Σ»). Содержат флюорит и реже сульфиды. По времени происхождения они являются более поздними, чем первые; образование их шло в других физико-химических условиях.

6. Изменение гранодиорита в соседстве с кварцевыми рудоносными жилами выражается в образовании мелкозернистой кварцевослюдяной породы с флюоритом и пиритом.

Изменение же грубозернистого порфировидного гранита приводит к образованию типичного грейзена, содержащего, кроме упомянутых минералов, еще и молибденит.

7. В кварцевых рудоносных жилах следует различать зону окисления и зону первичных руд, начинающуюся на глубине от 15 до 20 м от поверхности по вертикали. Между ними располагается узкая зона цементации с медным колчеданом.

Первая из них характеризуется незначительностью или отсутствием сернистых соединений, охристостью жильного кварца, наличием охр вольфрама и висмута, разрушенностью вольфрамита и выщелачиванием из него окиси вольфрама с образованием легкой пористой массы — конечного продукта выветривания. Разрушение вольфрамита и выщелачивание из него WO_3 наблюдается преимущественно на головах жил, в связи с чем в зоне окисления кварцевые жилы содержат поры и небольшие пустоты выщелачивания.

8. Минералогический состав кварцевых жил не остается стабильным, если учитывать даже и зону окисления. Характеризуясь на поверхности и в начале зоны первичных руд несложным комплексом минералов, по мере углубления минералогический состав усложняется за счет преимущественно сернистых соединений. С глубиной появляются карбонаты (кальцит) и реже шеелит. На глубине 50—75 м от поверхности по вертикали в сульфидной зоне появляются признаки олова (?), констатированного химическими анализами в крайне небольшом количестве.

9. Не остается постоянной по вертикали и рудоносность кварцевых жил. Общей чертой их является наиболее высокое содержание вольфрамита в зоне окисления, особенно на головах жил и заметное обеднение вольфрамитом по мере углубления. В более глубоких горизонтах вольфрамитовые пластинки уменьшаются в размерах и прорастаются, особенно по спайности, тоненькими прожилочками и мелкими вкраплениями сульфидов железа и меди.

10. Характер распределения вольфрамита в жилах гнездовый и мелковкрапленный. Гнезда быстро выклиниваются, как по падению, так и по простиранию жил. Какая-либо закономерность в распределении гнезд в жилах отсутствует. Столбовое распределение вольфрамита наблюдениями не подтверждается.

XII. КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ МИНЕРАЛОВ И ИХ ВЗАИМООТНОШЕНИЙ

Группа окисных минералов

Вольфрамит (Fe, Mn) WO_4. Как известно, по химическому составу он представляет собой изоморфную смесь двух крайних членов — ферберита $FeWO_4$ и гюбнерита $MnWO_4$, самостоятельно встречающихся в природе очень редко. В зависимости от преобладания того или другого из этих компонентов, вольфрамит относят соответственно к типу ферберита или гюбнерита. Собственно вольфрамитом М. М. Тетяев предлагает называть соединение равных количеств FeO и MnO. А. К. Болдырев считает возможным оставить более широкие пределы для понятия «вольфрамит», а именно:

содержание в минерале от 25 до 75% соединения того или другого окисла, т. е. если на долю вольфрамита железа приходится свыше 75% вещества, то это соединение следует назвать ферберитом, если же его меньше 25%, то гюбнеритом, промежуточные соединения будут называться вольфрамитами.

Состав вольфрамита Белухи (жила «С»), по данным химического анализа, следующий:

WO_3	76.19%
FeO	13.59
MnO	8.97
S	0.20
Всего	98.95%

Здесь марганцевый компонент участвует в количестве 40.6%; следовательно, по классификации М. М. Тетяева, данный минерал следует отнести к типу ферберита, по предложению же А. К. Болдырева — это есть настоящий вольфрамит.

В кварцевых жилах вольфрамит встречается почти всегда в виде идиоморфных табличатых или призматических включений, которые в большинстве случаев располагаются у зальбандов жил и нарастают нормально к их стенкам. Нередко переплетаясь, эти пластинки принимают веерообразную или радиальнолучистую форму. Среди зальбандового материала вольфрамит встречается как минералогическая редкость.

Наиболее крупными размерами отличаются пластинки и их сростки, встречающиеся в верхних частях кварцевых жил. По мере же углубления горных выработок, размеры их как бы уменьшаются, хотя на глубине около 20 м от поверхности склона в жиле «А» еще встречались очень крупные пластинки. В штольне № 6 на глубине около 50 м по вертикали и на расстоянии примерно 200 м от устья штольни появились гнезда вольфрамита, состоящие из очень тоненьких изогнутых пластинок, иногда едва различимых простым глазом. В виде правильных кристаллов с законченными гранями вольфрамит встречается сравнительно редко. Он приурочен к жилам, состоящим из светлого или серого полупрозрачного кварца с хорошо развитыми слюдяными зальбандами и имеющими сплошную или гребенчатую текстуру. В жилах поясового сложения вольфрамит встречается очень редко и притом в виде скоплений мелких пластинок, обыкновенно же отсутствует. В аллювиальных и элювиальных россыпях он присутствует в виде зерен, размеры и окатанность которых находятся в зависимости от расстояния местонахождения их до коренного месторождения. Вольфрамит поддается выветриванию, что с очевидностью установлено на головах кварцевых жил. При выветривании переходит в темнобурую сильно мелкопористую легкую массу. Процесс выветривания состоит в выщелачивании преимущественно вольфрамовой кислоты.

Шеелит встречается в виде зернистых скоплений, реже неправильными кристаллами тетрагональной сингонии. Окраска от светложелтой до коричневато-желтой. На Белухе он впервые констатирован в виде мелких включений среди кварца жилы № 1. Тогда же при разведке обнаружен шеелито-вольфрамитовый прожилок (жила «а»), в котором вольфрамит оказался расположенным около зальбандов, а шеелит — в центральной части прожилка. В 1927 г. шеелит в значительном количестве обнаружен в жиле «С» и особенно в «Ц», где зерна его оказались зажатыми среди вольфрамитовых пластинок. Совершенно неожиданным является открытие летом 1928 г. шеелита в элювиальной россыпи на вершине горы. Большая, местами преобладающая, примесь шеелита имеется в вольфрамитовых шлихах аллювиальной россыпи пади Ерничной. Особенного внимания заслуживает находка значительных скоплений шеелита в забое штольни № 6 на глубине около 50 м от поверхности склона по вертикали. Шеелит здесь ассоциирует с кальцитом, плавиковым шпатом и вольфрамитом.

Вольфрамовая охра является продуктом разложения преимущественно шеелита и представляет собой землистую массу зеленовато-желтого цвета, встречающуюся в виде налетов и примазок в пустотах жильного кварца. Вольфрамовая охра — минерал очень редкий. Она констатирована на головах кварцевых жил (жила «R» и др.).

Магнетит встречен в аллювии падей Кривая Сендуя и Широкая Шундуя, где содержание его достигает 0.045%. В россыпи представляет собой черный мелкий шлих. Генетически связан с грубозернистым биотитовым порфировидным гранитом, в котором он установлен в значительном количестве, как первичный минерал.

Кальцит является единственным известным нам на Белухе представителем карбонатов. Первоначально встречен на вершине горы среди тонких трещин и пустот в молочнобелом кварце жилы № 1. В скоплениях имеет вид пирамидок гексагональной сингонии или ромбоэдрических пластинок с перламутровым блеском. В штольне № 28 обнаружен в виде оторочки кварцевой жилы. В 1928 г. скопления кальцита в большем количестве встречены в штольне № 6 по жиле «А» на глубине около 50 м по вертикали (на 250 м ниже вершины Белухи). Окраска белая и розовато-белая. Скопления, встреченные в подземных горных выработках, имеют сильный блеск на поверхностях плотно сросшихся пластинок. У зальбандов жилы кальцит прорастается мелкими чешуйками зеленовато-желтоватой слюдки. Здесь же в пустотах жильного кварца он образует очень нежные разнообразной формы скопления.

Берилл впервые обнаружен в жиле «Ц» при ее разведке и опробовании в 1927 г. в виде маленьких переплетающихся шестигранных призмочек гексагональной сингонии, с продольной штриховкой. В выполнении жилы он участвует вместе с вольфрамитом, в котором кристаллы его как бы вда-

влены. При слабом ударе эти кристаллики выпадают, оставляя на плоскостях вольфрамита свои отпечатки. Летом 1928 г. берилл констатирован в жилах № 1, 2 и 5 на вершине горы Белухи. Особенно много обломков его обнаружено в слюдисто-глинистых гнездах жилы № 2. Кусочки берилла сопровождаются обломками крупных кристаллов плавикового шпата. Особенно крупные переплетающиеся между собой кристаллы встречены среди кварца жилы № 5, где они врастают в тонкослюдистую массу светложелтой окраски. Длина отдельных кристаллов здесь достигает 6—8 см при толщине 0.5—0.7 см. Окраска берилла зеленовато-желтая. С поверхности же кристаллы покрыты бурым охристым налетом. Почти всегда разбиты поперечными трещинками на отдельные сегменты. В гнездах жилы № 2 встречены совершенно прозрачные, не трещиноватые разности с слабозеленоватой окраской — аквамарин. Есть разности и совершенно бесцветные; аквамарин и бесцветные разности встречаются очень редко и крупных кристаллов не образуют. Толщина их обыкновенно достигает 1—2 мм, а длина 3 см. Аквамарин встречен и среди мелкозернистого роговообманково-биотитового порфировидного гранита как первичный минерал.

Халцедон встречается редко и притом в виде натеков среди кварцевых жил с брекчиевидной текстурой (жила «М»). Окраска серая. Имеет занозистый излом. Обнаруживает несколько скорлуповатое строение параллельно поверхности.

Турмалин среди кварцевых жил в пределах самого месторождения не встречен. Образует турмалинизированные участки среди гранодиорита на расстоянии около 1.5 км к востоку от вершины Белухи. Нередко встречается среди грубозернистого порфировидного гранита в окрестностях месторождения. Особенно же развит среди кварцевых жил у южного контакта гранодиорита с осадочными породами. Имеет смоляно-черный цвет; иногда с слабо коричневатым оттенком. Образует то удлиненные призматические кристаллики с продольной штриховкой, то очень тонковолокнистые скопления. Часто встречаются тонкие волокна, расположенные в одной плоскости в виде веера и лучистых аггрегатов.

Слюда в пределах всего месторождения является самым распространенным минералом. Каждая рудная кварцевая жила в том или ином количестве содержит слюду. Последняя обычно встречается в виде мелких чешуек, размеры которых колеблются от долей миллиметра до 1 см в поперечнике. Чешуйки ее слагают зальбанды кварцевых рудоносных жил, образуя оторочки. Слюда проникает по тонким трещинкам в жильный кварц и отлагается в его пустотах. Количеством слюды до некоторой степени определяется рудоносность жилы, так как она является постоянным спутником вольфрамита. В зальбандах ее чешуйки, переплетаясь между собой, нарастают почти всегда нормально к стенкам жилы. В пустотах жил слюду всегда сопровождают кристаллические выделения плавикового шпата

и кварца. Среди изверженных пород слюдка этого типа является самым обычным продуктом грейзенизации.

В глубоких выработках чешуйки этой слюдки иногда проникают по трещинкам и отлагаются на плоскостях спайности разных сульфидов и среди вольфрамита. Окраска их самая разнообразная. На поверхности слюда обыкновенно бурая и коричневатая, иногда золотистая, реже тусклосерая; на глубине зеленовато-коричневатая и зеленовато-желтоватая, большею же частью тусклосерая с мерцающими плоскостями.

Группа сернистых соединений

Пирит является минералом самым распространенным из сульфидов. Он обнаружен в разных частях месторождения, как на поверхности, так и в достигнутой выработками глубине, где встречается в тесном срастании с другими сульфидами, особенно с пирротином. Большие скопления пирита имеют зернистый вид и неровный, раковистый излом. В пустотах и трещинах он отлагается в виде правильных кубиков вместе с флюоритом и зернами халькопирита.

Широко распространен в боковых породах и в грейзенизованном порфировидном граните, особенно в порах и пустотах среди слюдяной массы. Входит в состав всех изверженных пород и отлагается в их трещинах вдали от кварцевых жил. Имеет соломенножелтый цвет и металлический блеск.

Пирротин распространен так же широко, как и пирит, но на поверхности его или очень мало или он вовсе отсутствует. Имеет бронзово-желтую окраску и сильный металлический блеск, особенно в свежих изломах. Установлено, что на головах кварцевых жил примесь пирротина не превышает 1—1.5% по отношению к общей массе сложных концентратов. На небольшой глубине он появляется в гораздо большем количестве в виде плотных зернистых скоплений. Так, при опробовании забоев выработок по жиле «А» в 1928 г. установлена примесь его к сложным концентратам в штольне № 28 в количестве около 16%, а в штольне № 4, расположенной ниже по склону горы, около 8% и в редких случаях до 35%. При опробовании же отвалов штольни № 28, относящихся к 1927—1928 г., когда забои выработок были ближе к поверхности, количество пирротина составляет 25%, а в отвале (у фабрики) выемки 1926—1927 г. всего 3%.

Следовательно, пирротин удерживается как бы в одной зоне на небольшой глубине, примерно между 15—30 м, параллельно поверхности склона. По химическому анализу пирротин содержит золото, серебро и кобальт. В штуфах замечается как бы постепенный переход в пирит. Среди больших кусков пирита пирротин образует мелкие неправильные включения. Нередко окружает небольшой каемкой выделения вольфрамита, заключенные в других сульфидах.

Халькопирит на поверхности встречается очень редко, что объясняется, повидимому, способностью его легко поддаваться выветриванию и выщелачиванию. Вкрапления его среди кварца найдены в жилах № 1 и 4 на вершине горы. При углублении выработок быстро появляется крупными гнездами, ассоциируясь с пирротином и цинковой обманкой. Встречается всегда в виде плотных зернистых скоплений. Замещает пирит и пирротин, а также, являясь минералом зоны цементации, проникает по самым тонким трещинкам как среди кварца, так и среди сульфидов. Принадлежит к позднейшим генерациям.

Висмутовый блеск. Этот минерал довольно широко распространен в различных частях месторождения, но количественно он подчинен остальным сульфидам. Встречен на поверхности среди разрушенных жил, а также и в имеющихся подземных выработках по жиле «А». Форма его обыкновенно призматическая. Шестоватые аггрегаты, наиболее характерные для висмутового блеска, на Белухе встречаются очень редко. Обыкновенно выделения его плотные с довольно сильным блеском на разломах по спайности, всегда имеют некоторую волнистость в направлении, перпендикулярном к длинной оси. На поверхности висмутин встречается зажатым среди пластинок вольфрамита, иногда он образует ветвистые аггрегаты среди жильного кварца, где отлагается и по очень тонким трещинкам. На вершине горы встречен вместе с цинковой обманкой и медным колчеданом. При углублении выработок (штолен) по жиле «А» было замечено, что с увеличением медного колчедана и др. сульфидов растет и количество висмутина. Здесь он очень часто ассоциируется с цинковой обманкой и более часто с медным колчеданом. Столбчатые выделения его среди сульфидов достигают 10 и более сантиметров в длину. Встречается и очень мелкими скоплениями, которые можно установить только под микроскопом и путем химического анализа. В поверхностных зонах, особенно на головах кварцевых жил, при выветривании по висмутовому блеску иногда образуется висмутовая охра, очень схожая по цвету с вольфрамовой.

Цинковая обманка (сфалерит) на поверхности встречается крайне редко. В 1928 г. найдена в виде небольших включений (около 1—1.5 см) на вершине горы среди кварца жил № 1 и 2. Зерна цинковой обманки оказались частично выветрелыми, с синей побежалостью. Сопровождается дендритовидными скоплениями висмутового блеска, располагающимися по краям ее выделений. Местами висмутин проникает в цинковую обманку с периферии ее выделений. Вокруг скоплений цинковой обманки иногда располагаются мелкие кубики пирита и почти всегда зерна медного колчедана, который является постоянным ее спутником. Среди других жил, подвергшихся разведке с поверхности, цинковая обманка не встречена. Среди сульфидов жилы «А» была констатирована в 1927 г. как редкость, имеющая только минералогическое значение. В течение же 1927—1928 гг., т. е. когда

горные выработки ушли на расстояние около 150—175 м по горизонтали или на 50 м по вертикали от поверхности склона, цинковая обманка появлялась в большем количестве. Выделения ее стали достигать размеров больших штуфов. Она распределяется в жиле редко встречающимися гнездами.

Сростков цинковой обманки с вольфрамитом не найдено, поэтому их парагенетические соотношения остаются не установленными.

Цинковая обманка имеет черный цвет и обычный для нее сильный алмазный блеск на плоскостях спайности. Образует крупнозернистые аггрегаты.

Свинцовый блеск является малоизвестным для Белухи минералом. Он обнаружен только на вершине горы среди молочно-белого кварца жилы № 1, где гнездовые скопления его не превышают 3 см в диаметре.

Как небольшая примесь встречен в аллювиальных россыпях магнетита, что можно объяснить положением жилы № 1 в начале северо-восточного склона.

Химическим анализом свинец обнаружен среди комплекса сернистых соединений жилы «А», где количество его достигает только 0.02% по отношению к сложным концентратам.

Молибденовый блеск в кварцевых жилах, залегающих среди гранодиорита, не встречен; очень редко встречается только в краевых зонах гранодиорита вблизи контакта с порфировидным гранитом и еще реже в самих кварцевых жилах. Примером является жила № 1 на вершине горы. Но молибденовый блеск широко распространен в жилах, залегающих среди порфировидного гранита, особенно же в зальбандах и среди измененного по соседству с жилой гранита. Примером является жила «С», залегающая как среди гранодиорита, так и среди порфировидного гранита. Здесь связь молибденита с порфировидным гранитом выражена очень резко. При переходе в массив гранодиорита молибденит резко исчезает, как в жиле и ее зальбандах, так и в боковой породе. Молибденит наиболее широко развит среди нормального грубозернистого порфировидного гранита, в состав которого он входит как первичный минерал в виде редких небольших листоватых зерен. Он встречен также и среди пегматитовых фаций того же порфировидного гранита, образуя здесь крупные листоватые кристаллы.

Плавиковый шпат (флюорит) присутствует положительно во всех кварцевых жилах как среди типичных рудоносных со сплошной или гребенчатой текстурой, так и среди более поздних с поясовой и брекчиевидной текстурой. В жилах первой категории флюорит встречается преимущественно в пустотах, где он отлагается в виде правильных, иногда совершенно прозрачных кристаллов различных размеров. Окраска его разнообразная, обыкновенно же зеленая и фиолетовая. Кроме кристаллов флюорит нередко образует и крупнозернистые скопления, состоящие из зерен разной окраски. В жилах же с поясовой текстурой он слагает местами часть отдельных поя-

сов в виде мелкозернистой массы. При разведке вскрыт ряд совершенно самостоятельных прожилков флюорита, которые местами имеют друзовую текстуру. Встречена жила «П», состоящая из флюорита, мощностью до 35 см. Мелкие его зерна постоянно вкраплены в боковые породы, затронутые грейзенизацией. Фиолетовые зерна особенно распространены среди грейзенизованного гранита, где он отлагается в пустотах слюдистой массы в виде правильных кубиков. На вершине Белухи среди жилы № 2 флюорит образует множество правильных кубиков различных размеров, как бы вырастающих из мелкочешуйчато-слюдяной массы. Здесь он ассоциируется с бериллом. В этой жиле флюорит имеет зеленовато-серую окраску с жирным блеском на плоскостях спайности, чем напоминает шеелит.

Следовательно, флюорит не является характерным для какой-нибудь зоны. Как в горизонтальном, так и в вертикальном направлении он не обнаруживает каких-либо резких количественных колебаний. По количеству скоплений зернистых масс он наиболее тесно связан с жилами поясовой текстуры, т. е. с безрудными.

Приведенным списком минералы Белухинского месторождения далеко не исчерпываются. Здесь упомянуты только те минералы, которые известны в более или менее значительных скоплениях как на поверхности, так и в достигнутой выработками глубине. Вследствие малой обнаженности жил в разных местах довольно большой площади оруденения возможны еще новые минералы, особенно на вершине Белухи, где признаки влияния высокой температуры рудообразования очевидны.

XIII. ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ СООТНОШЕНИЯ

Теперь остается вкратце рассмотреть соотношения наиболее часто встречающихся минералов с точки зрения их парагенезиса (фиг. 8, 9 и 10).

Изучение под микроскопом образцов, взятых из жилы «А», показало, что наибольшим идиоморфизмом по отношению положительно ко всему комплексу как сернистых, так и окисных минералов, обладает вольфрамит, если не учитывать берилл, который по характеру срастания с вольфрамитом является первым продуктом выделения при рудообразовании. Этот вывод подтверждается нарастанием кристаллов берилла на вольфрамитовых скоплениях с образованием отпечатков в последнем.

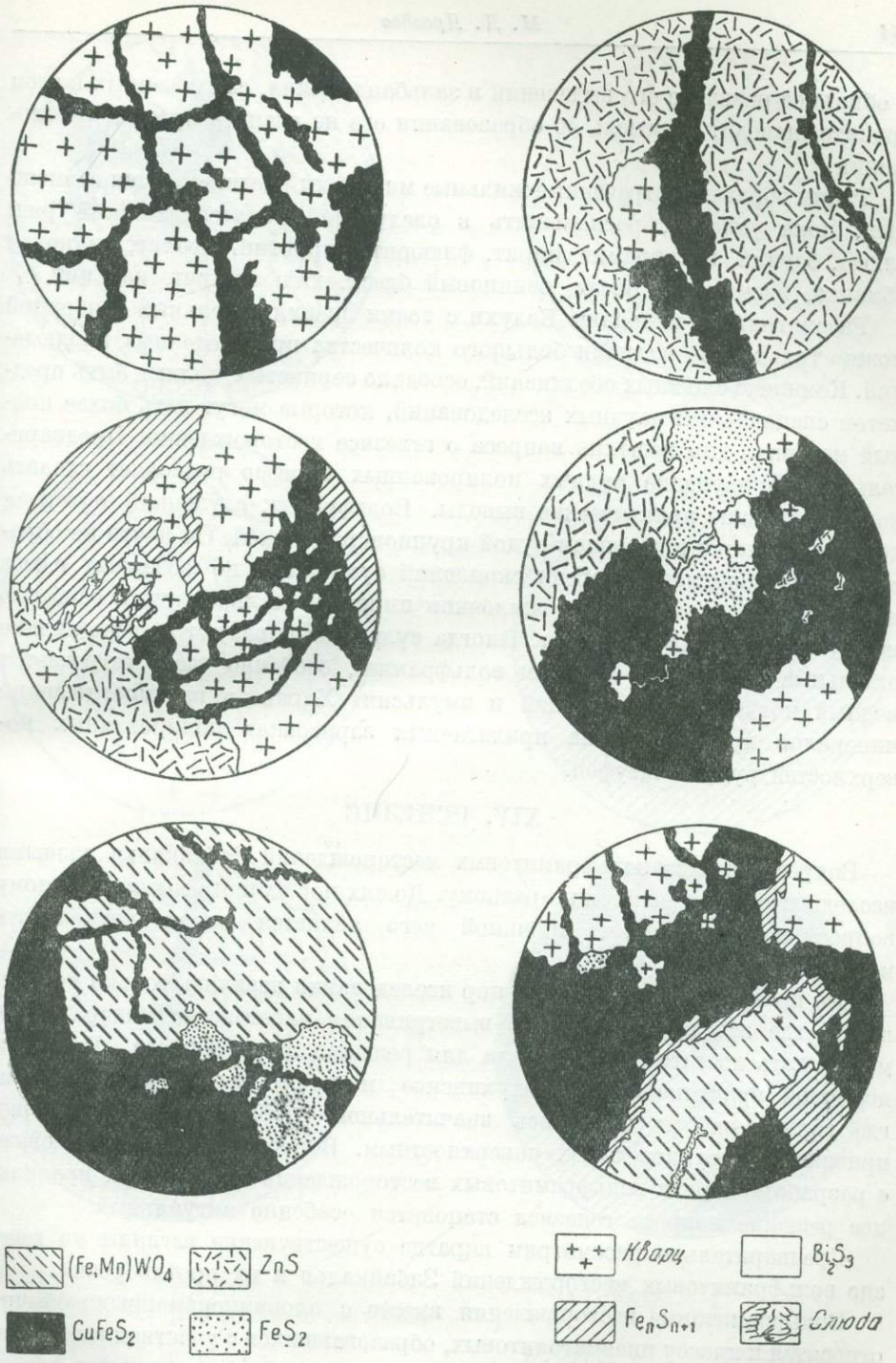
Вслед за бериллом образовался вольфрамит, пластинки которого развивались совершенно самостоятельно. Нарастание их в жилах имело тенденцию ориентироваться нормально к зальбандам, особенно в жилах с гребенчатой текстурой. Сульфиды, а также флюорит и шеелит отлагаются всегда между призматическими пластинками вольфрамита. Исследование ряда образцов показывает, что вслед за вольфрамитом выпадал пирит, образующий среди вольфрамита очень тоненькие прожилочки между плоскостями

спайности. Такие же прожилочки образует и пирротин, нередко окружающий каемкой вольфрамитовые выделения.

Цинковая обманка образовалась безусловно после этих двух сульфидов, на что указывают включения среди сфалерита зерен пирита. Она же и цементирует раздробленные зерна пирита, а также проникает в него в виде прожилков. Особое место занимает халькопирит, который прорастает положительно все упомянутые минералы. Тоненькие, иногда едва различимые прожилочки его проникают в вольфрамит и вытесняют, как бы замещая, пирит и пирротин. Необыкновенно развито проникновение халькопирита по линиям наименьшего сопротивления, а именно по границам соприкосновения остальных минералов — между цинковой обманкой и пиритом, пиритом и пирротином, кварцем и цинковой обманкой. Особенно обильны эти прожилочки среди кварца, где они образовались по тоненьким трещинкам. Следовательно, халькопирит является цементом как кварца, так и сульфидов. Он же замещает пирит и пирротин, корродируя их по краям и превращая их в ситообразные зерна путем прорастания. Необыкновенно маленькие включения медного колчедана в виде налетов (эмульсии) присутствуют среди вольфрамита.

Висмутовый блеск принадлежит, повидимому, к одной генерации с халькопиритом. Неправильные мелкие зерна его располагаются по трещинкам в сульфидах и в большинстве случаев ассоциируют с медным колчеданом. Нередко висмутин присутствует среди пирита, где он отложился по трещинкам или же в мелких порах. В кварце висмутин, как и халькопирит, отлагается всегда по трещинкам, иногда в виде очень тоненьких прожилочков. Нередко же, как и шеелит, он отлагается между пластинками вольфрамита. Слюдка разного рода отлагалась на протяжении всего периода рудообразования. Чешуйки ее слагают не только зальбанды, но обильно нарастают на плоскостях трещин жильного кварца, отлагаются в его пустотах, обрастают кристаллы флюорита и кварца, сопровождают призматические кристаллы берилла и в то же время проникают в гущу сложных сульфидов, отлагаясь как по трещинам, так и на плоскостях их спайности. Слюдка же прорастает и выделения кальцита.

Что касается плавикового шпата, то он, как и слюда, отлагался на протяжении всего периода рудообразования. В пустотах рудных жил он имеется в виде прозрачных кубиков, проникает вместе со слюдкой в боковые породы, находится в пегматитовых разностях гранита вместе с пиритом, сопровождает берилл и в то же время образует зернистые скопления, а иногда и кристаллики среди безрудных жил с поясовой текстурой. Вместе с тем образует самостоятельные прожилки и даже целые жилы. Особое место занимает молибденовый блеск, который безусловно образовался из другого источника и является чуждым всему комплексу жильных минералов. Нахождение его, как первичного минерала в составе порфировидного гранита



Фиг. 8. Рудные и другие минералы в шлифах.

и обильное развитие его выделений в зальбандах жил, заключенных в этом граните, наводит на мысль об образовании его из гранита путем переотложения.

Таким образом, встреченные жильные минералы представляется возможным, пока условно, расположить в следующий парагенетический ряд: слюда, берилл, вольфрамит, пирит, флюорит, пирротин, шеелит, цинковая обманка, висмутовый блеск, свинцовый блеск, халькопирит, кальцит.

Рассматривать минералы Белухи с точки зрения отдельных генераций можно только при наличии большого количества произведенных наблюдений. Комплекс сложных соединений, особенно сернистых, должен быть предметом специальных научных исследований, которые могут дать более полный материал для решения вопроса о генезисе месторождения. Предварительное же изучение рудных полированных шлифов позволяет сделать пока следующие практические выводы. Вольфрамит, служащий объектом добычи, является в основном рудой крупновкрапленной. Он почти не образует мелких выделений среди скоплений сульфидов, но содержит в себе множество очень мелких прожилочков пирита и халькопирита, особенно между плоскостями спайности. Иногда сульфиды образуют и очень мелкие отдельные вкрапления в самом вольфрамите, особенно часто встречается медный колчедан, образующий и эмульсии. Характер взаимоотношений минералов представлен на прилагаемых зарисовках полированных поверхностей рудных штуфов.

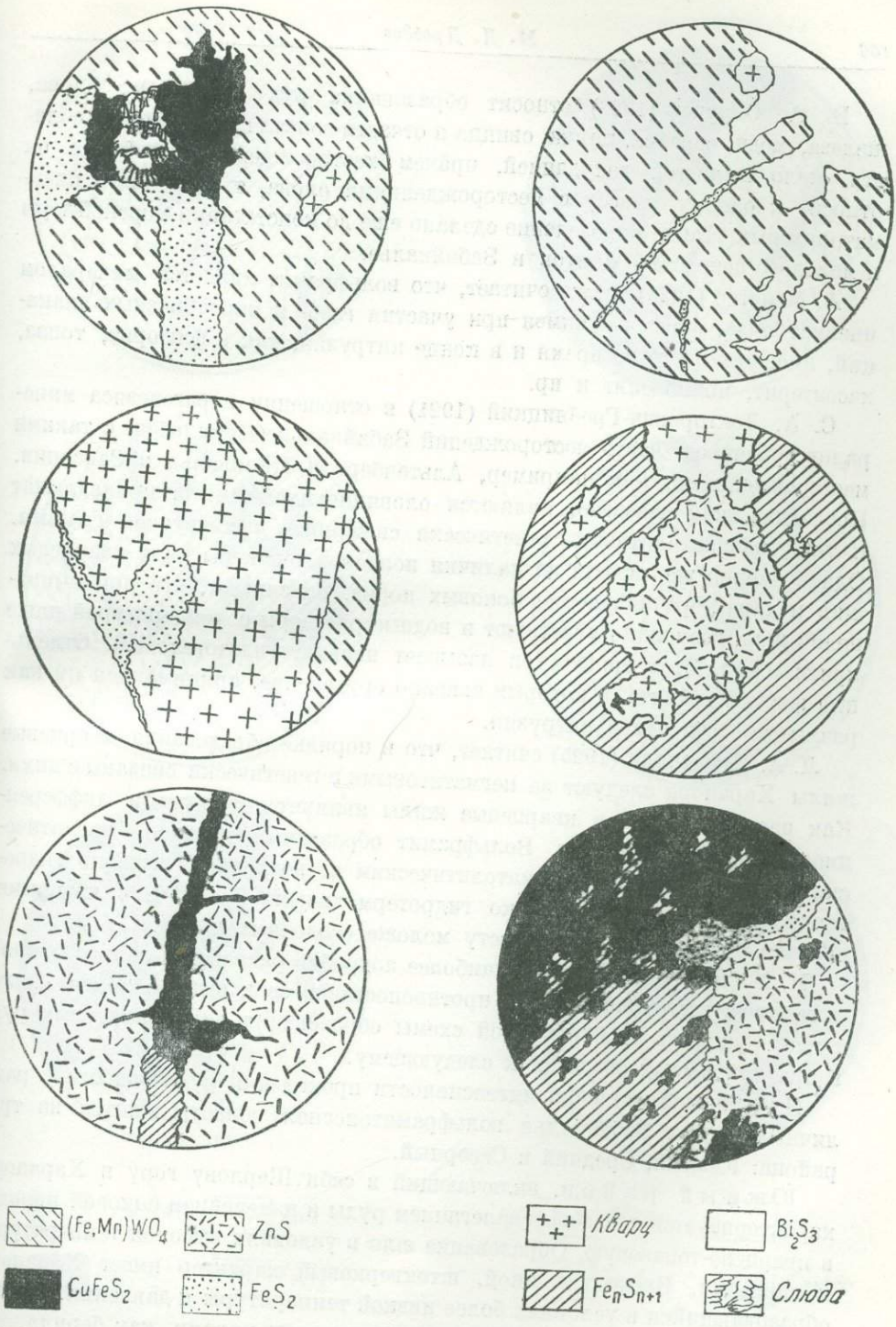
XIV. ГЕНЕЗИС

Вопрос генезиса вольфрамитовых месторождений Забайкалья разными исследователями решается по-разному. До сих пор единого мнения по этому вопросу не существует, причиной чего является малая изученность месторождений.

Все производившиеся до сих пор исследования касались только поверхности, где вследствие сильного выветривания парагенезис минералов не может дать достаточно материала для решения этого вопроса. В горнодобычной практике СССР Белухинское м-ние является единственным, где горные работы коснулись значительной глубины, обнаружив ряд признаков, противоречивых поверхностным. В последнее время, в связи с разработкой ряда вольфрамитовых месторождений Забайкалья, правильное решение вопроса генезиса становится особенно актуальным.

Предварительно рассмотрим вкратце существующие взгляды на генезис вольфрамитовых месторождений Забайкалья и их противоречия.

Вольфрамитовые месторождения вместе с оловяннокаменными обычно относятся к классу пневматолитовых, образовавшихся с участием газообразных агентов, которые появляются в результате остывания кислых интрузий, преимущественно гранита.



Фиг. 9. Рудные и другие минералы в шлифах.

В. А. Обручев (1926) относит образование руд вольфрама, олова, железа, меди, серебра, цинка, свинца и отчасти золота к герцинской области, мало вскрытой денудацией, причем месторождения вольфрама он относит к одному классу с месторождениями олова, т.-е. к чисто пневматолитовым. Такое определение сделано еще до констатации морской юры и молодого возраста гранитов в Забайкалье.

А. Мейстер (1920) также считает, что вольфрамит является минералом пневматолиза, образовавшимся при участии газо- и парообразных эманаций, имевших место во время и в конце интрузии, как и флюорит, топаз, касситерит, молибденит и пр.

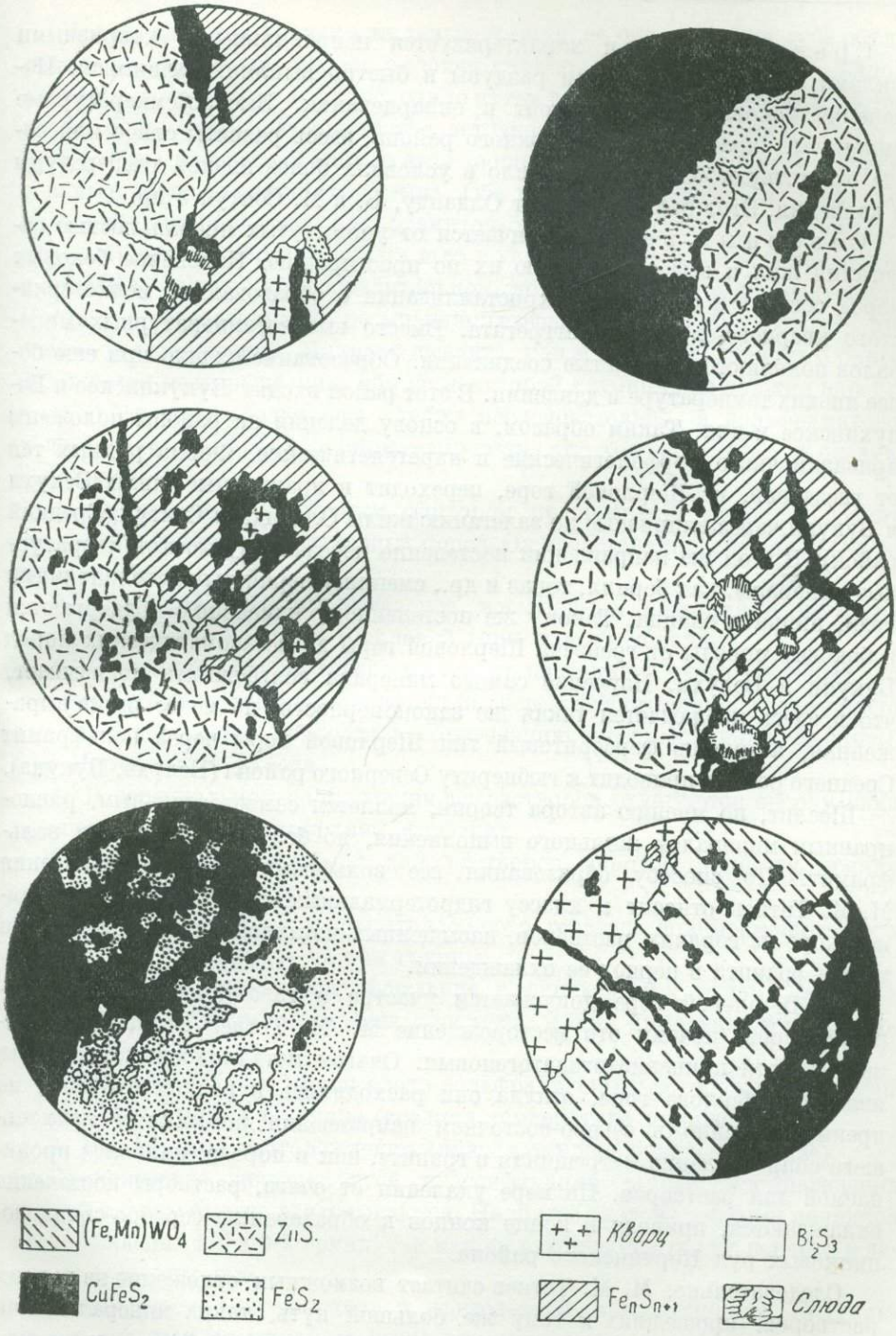
С. А. Докторович-Гребницкий (1921) в отношении парагенезиса минералов сравнивает часть месторождений Забайкалья (Кукульбея) с такими месторождениями, как например, Альтенберг и Циннвальд в Саксонии. Последние, как известно, являются оловяннокаменными и принадлежат к типу пневматолитовых, генетически связанных с интрузией гранита. Одновременно же, исходя из наличия поясовой текстуры ряда кварцевых жил и характера изменения боковых пород, он считает, что при выполнении жил, возможно, участвуют и водные растворы с температурой ниже критической. Этот процесс он называет пневматогидатогеновым. Отдельные выходы гранита, с которым связано оруденение, принимаются им как размытые части одной интрузии.

Л. А. Варданянц (1925) считает, что в порядке образования кварцевые жилы Харанора следуют за пегматитовыми и генетически связаны с ними. Как пегматиты, так и кварцевые жилы являются продуктом дифференциации гранитной магмы. Вольфрамит образовался частично магматическим путем, частично пневматолитическим и, возможно, частично гидротермальным, а шеелит только гидротермальным. Граниты, с которыми связано оруденение, по возрасту моложе осадочных пород.

М. М. Тетяев (1918, 1926) наиболее подробно разработал вопрос металлогенезиса всего Забайкалья, противопоставив свои выводы приведенным выше. Сущность этой стройной схемы образования вольфрамитовых руд в кратких чертах сводится к следующему.

На основании степени интенсивности проявления рудоносности в различных местах Забайкалья вольфрамитоносная область делится на три района: Южный, Средний и Северный.

Южный район, включающий в себя Шерлову гору и Харанор, характеризуется гнездовым залеганием руды и изменением боковой породы в кварцево-топазовую. Образование шло в условиях высокой температуры и давления. Несколько иной, штокверковый характер имеет Харанор, образовавшийся в условиях более низкой температуры и давления. В этом районе вольфрамит сопровождается такими минералами, как берилл, топаз, флюорит, касситерит и проч.



Фиг. 10. Рудные и другие минералы в шлифах.

Средний район характеризуется неправильными, капризными жилами, часто образующими раздувы и быстро выклинивающимися. Изменение боковых пород состоит в окварцевании. Высокотемпературные минералы, характерные для Южного района, здесь развиты слабо или вовсе отсутствуют. Образование шло в условиях более низкой температуры и давления. Этот район обнимает Олданду, Б. и М. Соктуй и пр.

Северный район отличается от упомянутых правильностью залегания жил и выдержанностью их по простиранию. Изменение боковых пород состоит в полной перекристаллизации с образованием мелкозернистого кварцево-слюдяного аггрегата. Вместо высокотемпературных минералов появляются сернистые соединения. Образование их шло при еще более низких температуре и давлении. В этот район входят Букукинское и Белухинское м-ния. Таким образом, в основу деления на районы положены признаки чисто морфологические и парагенетические. Форма рудных тел от гнездовой, на Шерловой горе, переходит в правильные жилы Белухи и Букуки через капризные по залеганию жилы Олданды и Соктуя (Средний район). В этом же направлении постепенно исчезают и высокотемпературные минералы, как берилл, топаз и др., сменяясь сернистыми соединениями меди, цинка и свинца. Такому же постепенному изменению подвергаются и боковые породы от грейзена Шерловой горы до метасоматических пород Букуки и Белухи. Изучение самого минерала вольфрамита показывает, что и здесь наблюдается такая же закономерность, но менее резко выраженная, а именно ферберитовый тип Шерловой горы через вольфрамит Среднего района приводит к гюбнериту Северного района (Белуха, Букука).

Шеелит, по мнению автора теории, является самостоятельным, равноправным минералом жильного выполнения, но более поздним, чем вольфрамит. По способу образования все вольфрамитовые месторождения М. М. Тетяев относит к классу гидротермальных, образовавшихся в земной коре из горячих растворов, насыщенных металлоносными эманациями магмы гранита в период ее охлаждения.

На Шерловой горе допускается участие и газо-парообразных минерализаторов, почему это месторождение М. М. Тетяев считает возможным отнести к пневматогидатогеновым. Очагом металлоносных растворов является Шерлова гора, откуда они расходились в разные стороны, но преимущественно в северо-восточном направлении по линиям наименьшего сопротивления —трещинам в граните, как в породе, наиболее проницаемой для растворов. По мере удаления от очага, растворы постепенно охлаждаются, приводя в конце концов к образованию серебро-свинцово-цинковых руд Нерчинского района.

Следовательно, М. М. Тетяев считает возможным отложение из водных растворов, прошедших к тому же большой путь, таких минералов, как берилл, вольфрамит, плавиковый шпат, зальбандовая слюдка и другие.

Что же касается природы жильных трещин, то они не нашли себе объяснения. Все же М. М. Тетяев склонен считать их тектоническими. Заполнение их, по его мнению, происходило путем разъедания диаклазов и растворения боков, что подтверждается четочностью некоторых жил.

Не менее интересной частью этой теории является образование шеелита и вольфрамита гюбнеритового типа. Оба минерала выпадают из растворов на периферической части вольфрамитовых областей (шеелит Казаковского прииска), причем образование их шло в условиях пониженной температуры и давления не только в горизонтальном, но в вертикальном направлениях. Последнее обстоятельство, по мнению Тетяева, необходимо учитывать при оценке месторождений. Наличие шеелита, как он считает, говорит о благонадежности месторождения, ибо на некоторой глубине оно должно перейти в гюбнеритовое, а затем еще глубже последовательно, в вольфрамитовое и ферберитовое. Итак, конкретизировать эту теорию можно в следующем виде:

1. Единственным активным фактором рудоносности является гранит, внедряющийся в толщу осадочных пород. Он представляет собой одну сплошную интрузию.

2. Очаг металлоносных растворов, насыщенных эманациями этого гранита, находится в районе Шерловой горы и Адун-чолона.

3. В направлении на северо-восток от названного очага растворы, постепенно охлаждаясь при циркуляции, через шеелитовые и вольфрамитовые месторождения, приводят к образованию серебро-свинцово-цинковых руд Нерчинского района.

4. В вертикальном направлении из растворов отлагаются сверху вниз: шеелит, гюбнерит, вольфрамит, ферберит.

5. Наиболее проницаемой для растворов породой является гранит, как порода трещиноватая.

Соответственно такому представлению о генезисе вольфрамовые месторождения Тетяев делит на три группы:

1. Вольфрамитовые месторождения с окисленными рудами и сернистыми соединениями молибдена, висмута и др. (высокая температура и давление).

2. Вольфрамитовые или шеелито-вольфрамитовые месторождения с сульфидами меди, цинка и свинца (средняя температура и давление).

3. Шеелитовые месторождения (низкая температура и давление).

Практическое значение этой классификации таково: месторождения первой группы быстро исчерпываются. Наиболее благонадежными являются месторождения 2-й и 3-й групп, так как на глубине они могут перейти в чисто вольфрамитовые.

Соответственно этой схеме и приведенной классификации Белухинское м-ние, как упоминалось выше, принадлежит к периферической части

вольфрамитоносной области, т. е. к Северному району и ко 2-й группе классификации.

Наиболее полно и всесторонне процессы рудообразования изучены на заграничных оловянно-вольфрамовых месторождениях. Установившиеся взгляды на способ образования этих месторождений изложены в работе Циссарца (Cissarz, 1927). В связи с работами Ниггли, Шнейдерхена, Маухера и др. выделены руководящие так называемые типоморфные минералы, которыми определяется тип того или другого месторождения. По Ниггли, типоморфными элементами пегматитовой стадии являются: ниобий, тантал, а пневматолитовой — литий, бериллий, бор и отчасти олово, поэтому каждой стадии рудообразования соответствует свой парагенетический ряд минералов, а именно:

1. Пегматито-пневматолитовый парагенезис: турмалин, топаз, литиевая слюда, оловянный камень, вольфрамит, молибденовый блеск, монацит, тантал, колумбит, берилл.

2. Пневматолито-гидротермальный парагенезис: кварц, флюорит, шеелит, арсенопирит, висмутовый блеск, медный колчедан.

3. Гидротермальный парагенезис: хлорит, каолин, сидерит, кальцит, барит, цеолиты, галенит, цинковая обманка, марказит, вульфенит и некоторые другие.

Для пневматолитовых месторождений наиболее важными из типоморфных минералов являются турмалин и топаз, а для гидротермальных — хлорит. Резкой границы между пневматолитовой и гидротермальной стадиями в природе не существует. Гидротермальная фаза, по Циссарцу, начинается с конца образования турмалина и начала образования хлорита. Серицит же не является типоморфным минералом уже потому, что он участвует в грейзенизации и в то же время характеризует гидротермальную фазу. Рудные минералы не столь типоморфны как силикаты, однако к а с с и т е р и т и в о л ь ф р а м и т в с е г д а п н е в м а т о л и т о в ы е.

В процессах рудообразования нередки псевдоморфозы слюд по топазу (гильбертит), шеелита по вольфрамиту, переход турмалина в хлорит и пр.

Одновременно с минералами месторождения определяются и типоморфными боковыми породами. Пневматолитовые процессы приводят к турмалинизации, топазизации, окремнению и грейзенизации пород в соседстве с рудными телами, а гидротермальные — к хлоритизации и каолинизации. Для оловянно-вольфрамовой формации наиболее характерна грейзенизация, которой подвергаются вмещающие изверженные породы. Процесс грейзенизации состоит в новообразовании слюды и кварца за счет полевых шпатов. Одновременно образуются оловянный камень, флюорит, топаз, и биотит переходит в мусковит. При грейзенизации отходят: K_2O, Na_2O, CaO, MgO и TiO_2, вместо них порода обычно обогащается: Al_2O_3, Fe_2O_3, FeO,

MnO, F и SnO_2. Различают два типа грейзена: богатый слюдой и бедный кварцем и наоборот.

Турмалинизация идет также за счет полевых шпатов, а иногда и за счет слюды. Порода переходит в кварцево-турмалиновый аггрегат.

Топазизация — явление вообще редкое; она состоит в замещении полевых шпатов топазом. Нередки и псевдоморфозы топаза по полевым шпатам.

Хлоритизации подвергаются слюды и полевые шпаты. В хлорит может быть переведен и турмалин. Хлоритизация характерна для гидротермальной фазы и особенно резко выражена в экструзивных гидротермальных месторождениях.

Каолинизация не столь типична. Этот процесс легко протекает при атмосферном выветривании и потому наблюдение каолинизации без микроскопических исследований, особенно в верхних частях месторождений, может повести к неправильным выводам.

Серицитизация — гидротермальное образование, но она не является характерной.

Ниже мы вкратце рассмотрим, по Циссарцу, некоторые из наиболее полно изученных саксоно-богемских месторождений, где широко представлена оловянно-вольфрамовая формация.

Альтенберг. Здесь архейские породы в северо-западном направлении прорваны кварцевым порфиром, гранит-порфиром, а затем гранитом, с которым и связано оруденение. Месторождение расположено как в самом интрузивном теле, так и среди эруптивных пород. Боковые породы грейзенизованы. Грейзен состоит из кварца, топаза, множества мелких чешуек слюды и по химическому анализу содержит до 0.43% SnO_2. В грейзене имеется и черная слюда. Данных о возрасте не имеется. Различают две фазы оруденения: пневматолитовую и гидротермальную. Первая характеризуется наличием оловянного камня, арсенопирита, железного блеска, молибденита и вольфрамита, для второй характерны карбонаты кальция и железа, а также медный колчедан, висмут, барит.

Переходными являются: кварц, пирит, флюорит, гильбертит. Гидротермальная фаза в месторождении имеет меньшее значение, чем пневматолитовая.

Циннвальд. Месторождение связано с интрузией гранита, прорывающей теплицкий порфир. В соседстве с рудным телом гранит грейзенизован.

Касситерит включен в грейзен, а также находится в тонких прожилках и среди более мощных, но бедных рудой, пологопадающих жил (флецы). Грейзен состоит из кварца, литиевой слюды (циннвальдит) и акцессорных топаза, флюорита и касситерита. Жильный кварц раздроблен и сцементирован флюоритом и шеелитом.

Руда представлена оловянным камнем и вольфрамитом гюбнеритового типа, которые расположены в середине жил, но чаще в зальбандах. Степень оруденения определяется количеством циннвальдита.

Касситерит и вольфрамит распределены по всей массе жильного тела, в то время как сульфиды (гидротермальные) приурочены к пустотам средней части жилы. Возрастные соотношения не установлены, но шеелит моложе вольфрамита, так как образует по нем псевдоморфозы. Шеелит и флюорит моложе кварца, ибо они цементируют его раздробленные куски.

Граупен. Месторождение расположено на краю теплицкого порфира и связано с интрузией посткарбонового гранита. В районе имеется ряд мелких месторождений, образование которых шло в две фазы: пневматолитовую и гидротермальную.

Гауэр. Здесь имеется три гранитных прорыва. Жилы залегают в сланцах и в гнейсах. Состав их следующий: кварц, флюорит (реже), слюда, апатит, топаз, турмалин, касситерит, арсенопирит, вольфрамит, немного пирита и железного блеска. Все эти минералы пневматолитовые. Гидротермальная фаза здесь, повидимому, отсутствует. Вольфрамит и касситерит в переменном количестве и приурочены преимущественно к зальбандам. Возрастная последовательность минералов такова: кварц, оловянный камень, арсенопирит, вольфрамит, топаз.

Эренфридерсдорф. Возрастная последовательность минералов: кварц I, касситерит, арсенопирит, берилл, вольфрамит, топаз, мусковит, молибденит, апатит, шеелит I, хлорит, флюорит, шеелит II, кварц II, гильбертит, шеелит III, каолин, скородит. Гидротермальная фаза начинается с хлорита. В пневматолитовой фазе есть турмалин и анатаз, а в гидротермальной — барит, сфалерит, галенит, пирит и медный колчедан. Гидротермальная фаза выражена резко.

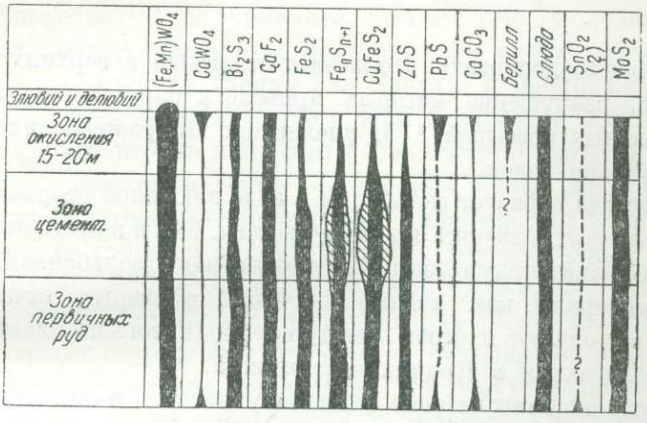
Аннаберг. Месторождение расположено в сером гнейсе. Пневматолитическими минералами являются: кварц, вольфрамит, арсенопирит, турмалин, а гидротермальными: халькопирит, пирит, флюорит и каолин. Топаз неизвестен.

По мере углубления касситерит и вольфрамит постепенно вытесняются минералами гидротермальной фазы. На глубине остается только меднорудная жила с пиритом.

Просматривая ряд месторождений Германии и других стран, приведенных Циссарцем, не трудно заметить, что месторождения, на которых зафиксирован только один пневматолитовый процесс, встречаются очень редко. Обыкновенно же месторождения оловянно-вольфрамовой формации создавались в несколько фаз, из которых первой, наиболее резко выраженной, является пневматолитовая. Не только возраст, но и тип многих месторождений еще не вполне установлен.

Возвращаясь к Белухинскому м-нию, мы можем охарактеризовать его рудные жилы при помощи диаграммы, представленной на фиг. 11.

Из этой диаграммы,[1] составленной для глубины в 50 м, видно, что сернистые соединения, встречающиеся на поверхности как редкость, на глубине дают большие скопления. Это явление необходимо объяснить главным образом выщелачиванием ряда сернистых соединений из зоны окисления. Отсутствие резко выраженной железной шляпы объясняется тем, что сульфиды встречаются отдельными редко раскиданными гнездами, и наблюдать их даже в зоне первичных руд не всегда удается. В порядке идиоморфности



Фиг. 11. Диаграмма распространения минералов в рудных жилах по зонам.

или последовательности выделений эти минералы можно расположить в следующий ряд: слюда, касситерит (?), берилл, вольфрамит, флюорит, пирит, пирротин, шеелит, висмутин, цинковая обманка, халькопирит, галенит, кальцит.

Указанные минералы Белухи, следуя примеру Циссарца, можно расположить в следующем порядке по степени их распространенности (табл. 2).

К числу типоморфных минералов для пневматолитической фазы следует отнести касситерит, вольфрамит, слюду и берилл, а для гидротермальной — сфалерит, халькопирит и галенит.

Шеелит является более поздним образованием, чем вольфрамит, так как он отлагается между вольфрамитовыми пластинками. Самым ранним выделением является берилл, так как он идиоморфен по отношению к воль-

[1] Диаграмма охватывает минералы рудоносных жил, из которых на глубину вскрыта только жила «А». Берилл же встречен в жилах, характер которых даже на ближайшей от поверхности глубине неизвестен.

Таблица 2

Степень распространенности	Пневматолитовые	Гидротермальные
Очень много	Кварц	Кварц
Много	Вольфрамит	Флюорит, пирит
Меньше	Слюда	Медный колчедан
Мало	Пирротин	Висмутин, кальцит
Очень мало	Берилл	Шеелит, галенит, хлорит
Следы	Касситерит (?)[1]	

фрамиту. Можно допустить, что шеелит отлагался в верхних частях кварцевых жил, разрушение которых привело к образованию элювиальных и аллювиальных россыпей.[2] В уцелевших от разрушения частях жил шеелит довольно редок.

Слюда всегда образует зальбанды в виде слюдяной оторочки и сопровождает вольфрамит, флюорит и реже сульфиды. Как и в месторождении Циннвальд, вольфрамит приурочен преимущественно к зальбандам, а гидротермальные минералы, как медный колчедан, сфалерит, отчасти пирит и пирротин, выполняют пустоты между вольфрамитовыми пластинками и вообще располагаются в средних частях жил.

Для чисто пневматолитовой фазы Белухинского м-ния недостает такого типоморфного минерала, как топаз. Однако, большое количество вольфрамита, который в иностранных месторождениях является общепризнанным пневматолическим минералом, позволяет считать, что пневматолитовая фаза здесь резко доминирует над гидротермальной и является основной для определения типа месторождения. Отсутствие топаза говорит о том, что пневматолитовый процесс протекал не в полном объеме, миновав высшую ступень своего развития.

Итак, образование рудоносных жил с сплошной и гребенчатой текстурой протекало в две фазы, из которых пневматолитовая, давшая типичный грейзен в порфировидном граните, является наиболее продолжительной и наиболее полной, в то время как фаза гидротермальная является завершением процесса рудообразования. Однако после некоторого перерыва последовала третья фаза исключительно гидротермальная, протекавшая в условиях пониженной температуры и давления. Эта фаза привела к образованию кварцевых жил с поясовой и брекчиевидной текстурой, лишенных

[1] Касситерит констатирован химическим анализом; отношение его к другим минералам не установлено.

[2] Н. А. Смольяниновым в 1929 г. шеелит обнаружен на вершине горы Белухи в некоторых образцах мелкозернистого гранита.

вольфрамита, и других пневматолитовых минералов. Боковые породы этих жил каолинизированы, а сами жилы содержат пирит и флюорит. Эти низко температурные жилы образовались или по контакту рудоносных жил с боковыми породами или же самостоятельно. В последнем случае они нередко пересекают рудоносные, чем и определяется их более поздний возраст.

По парагенезису минералов и характеру оруденения Белухинское м-ние не имеет полных аналогов среди рассмотренных месторождений Германии, являющихся оловянно-вольфрамитовыми, следовательно, более высокотемпературными. Если же отбросить первую ступень пневматолитической фазы, а именно: образование турмалина, топаза и отчасти оловянного камня, то получится полная аналогия с большинством рассмотренных саксонобогемских месторождений. Общим для Белухи и месторождений Циннвальда является большое количество слюды и характер выполнения жил, а именно: пневматолитовые минералы в обоих месторождениях приурочены к зальбандам, а гидротермальные — к средним частям жил. Наиболее же полное сходство имеется с месторождением Аннаберг. Если исключить турмалин, то Белуха является полным аналогом месторождения Аннаберг не только по парагенезису, но и по характеру изменения минералов с глубиной. Как в одном, так и в другом месторождении с глубиной вольфрамит вытесняется минералами гидротермальной фазы — сульфидами, хотя для Белухи это явление не окончательно установлено. На Белухе количество вольфрамита с глубиной заметно уменьшается, а количество сульфидов увеличивается, одновременно как будто появляются признаки олова. В месторождении же Аннаберг касситерит и вольфрамит на глубине вытесняются медным колчеданом и жила переходит в меднорудную с пиритом. Это обстоятельство необходимо учитывать и для Белухи, тем более что такой переход уже дает себя чувствовать.

Теперь необходимо рассмотреть последний вопрос, а именно: с какой из трех интрузий, имеющихся на Белухе, связано оруденение.

Наиболее древней интрузией является порфировидный грубозернистый гранит, занимающий огромную площадь к северу от месторождения. Среди этого гранита не констатировано не только вольфрамитовых, но и вообще кварцевых жил, заслуживающих внимания. Следовательно, этот гранит необходимо исключить как бесплодный.

В 3.5—4 км к западу расположен гранит «букукинского» типа, который прорывает сланцевую толщу, метаморфизуя ее в контакте. Он является как бы самой молодой интрузией. Однако связывать с ним оруденение было бы необоснованно, так как расстояние от его восточного контакта до месторождения слишком велико. В промежутке между названным контактом и месторождением располагается архейский порфировидный гранит, исключенный уже из активных факторов оруденения. Не имеется никаких

указаний на рудоносность и в контакте со сланцами, где по существу рудообразовательные процессы в той или иной форме должны были бы существовать. Следовательно, и этот гранит не мог быть источником металлоносных эманаций, давших рассматриваемое месторождение.

Остаются две интрузии: гранодиорит и мелкозернистый порфировидный гранит, очень близкие по минералогическому составу. Естественней всего оруденение связать с гранодиоритом, так как не случайно, что этот массив является вместилищем кварцевых жил.

Распространение кварцевых жил не идет далее этого массива, если не считать, что некоторые жилы, начавшиеся в гранодиорите, быстро выклиниваются при переходе в окружающие его изверженные породы. Образованию кварцевых жил предшествовало образование жил аплита, кварцевого порфирита и кварцевого порфира. Всем же жильным формациям предшествовала небольшая интрузия мелкозернистого гранита в контакте с гранодиоритом и порфировидным гранитом. Следовательно, гранодиорит, мелкозернистый гранит, группа экструзивных пород и кварцевые жилы имеют как бы один магматический очаг, который в разное время и в разных физико-химических условиях давал и разные продукты своей дифференциации. Время рудообразования определить трудно, и даже невозможно, поскольку точно не установлен возраст осадочных пород. Происхождение же трещин скорее тектоническое, так как направление жил близко совпадает с направлением наиболее развитой в районе господствующей трещиноватости. Образование трещин и заполнение их провизорно можно отнести скорее к палеозою, чем к мезозою.

Итак, генезис Белухинского м-ния следует формулировать в следующем виде:

1. Процесс рудообразования протекал в две фазы, из которых преобладающей и наиболее полной является пневматолитовая. Месторождение в целом следует рассматривать, как пневматогидатогеновое.

2. Активным фактором оруденения является магма гранодиорита, а не металлоносный очаг Шерловой горы, как это считает М. М. Тетяев.

3. Вопрос о возрасте месторождения остается открытым, хотя наиболее вероятно, что он палеозойский.

XV. РОССЫПИ

РОССЫПИ АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ

Первая разведка на россыпной вольфрамит в пределах Белухинского м-ния была поставлена зимой 1926 г. и велась местным рудоуправлением. В пади Ерничной было задано три линии шурфов. Вследствие того, что расшурфовка была начата в конце зимы, пройти шурфы до коренных пород не удалось, так как их стало заливать поверхностной водой.

Из 32 шурфов пройдены до коренных пород и опробованы только 8, из них 6 оказались с вольфрамитом. Никаких цифровых данных о содержании вольфрамита, хотя бы по этим шурфам, не сохранилось. Не имеется сведений и о мощности аллювия, а также и о том, на какой глубине появляется россыпной вольфрамит.

Летом 1926 г. разведка на россыпной вольфрамит при помощи шурфов была поставлена в «Сухом Овражке», впадающем с левой стороны в падь Ерничную. Этот овражек имеет длину около 250 м. В верхней своей части он очень узкий с крутыми, почти обрывистыми склонами. К пади Ерничной долина его все более и более расширяется, доходя до 40—50 м. Уклон тальвега очень большой, поэтому протекающий здесь блуждающий ручеек летом пересыхает. Как по тальвегу, так и в ближайших к нему местах встречается большое количество обломков жильного кварца, очень часто содержащих богатые включения вольфрамита. Нередко встречаются глыбы кварцевых жил, скатившихся с вершины Белухи по крутому южному склону горы. В этом овражке было задано 6 шурфов в разных местах по его длине. Пройдены до коренных пород только четыре, расположенные в нижней его части. Взятые здесь первые пробы показали присутствие мелкого вольфрамита. Кроме того это содержание повышалось за счет часто встречающихся в аллювии богатых вольфрамитом обломков жильного кварца. Данные опробования одного из этих шурфов оказались «достаточными» для немедленной организации здесь опытно-эксплоатационных работ рудоуправлением. Разведочные же работы были прекращены. Для промывки в 150 м выше овражка был перехвачен ключ пади Ерничной и по ее левому склону была подведена канавой вода для промывки. В самом овражке была поставлена коротенькая бутарка, типа применяющихся на россыпном золоте. Однако первые же дни работы показали непригодность этой установки для эксплоатации вольфрамитовых россыпей, так как бутара улавливала не свыше 25% наиболее крупного вольфрамита, остальное уходило в отвал.

Как расшурфовка, так и пробная эксплоатация разрезом показали, что вольфрамит начинает встречаться сразу под растительным покровом и продолжается до подстилающего россыпь гранодиорита. Мощность аллювия достигает 3.50—3.76 м. Наиболее высокое содержание сосредоточено в средней части. Аллювий состоит из темносерой грубой песчано-глинистой массы, заключающей в себе большое количество разной величины угловатых, плохо окатанных обломков гранодиорита, среди которых нередки куски жильного кварца. В средней части аллювия проходит черный, не содержащий вольфрамита, гумусовый прослоек мощностью свыше 10 см, разделяющий вольфрамитоносный «горизонт» на две части, как это указано на фиг. 12. В нижней части, как и в верхней вольфрамит очень мелкий и содержание его очень невысокое.

Зимой 1927/1928 г. разведка пади Ерничной была продолжена. Выше обогатительной фабрики было задано еще две линии шурфов, которые добиты до коренных пород и опробованы. Опробование производилось через каждые 0.5 м. Мощность аллювия достигает 6 м. Подстилающей породой является гранодиорит. Вольфрамит начинается, как и в «Сухом Овражке», непосредственно под растительным покровом. Данные опробования показали, что в пределах первого метра от поверхности вольфрамит представляет собой очень мелкий порошок с большой примесью (до 50% и выше) шеелита и посторонних тяжелых шлихов.



Фиг. 12. Строение аллювиальных наносов с вольфрамитом.

В остальной части россыпи, по вертикали, соотношения между вольфрамитом и шеелитом очень разнообразные, но чаще все же шеелит преобладает над вольфрамитом. Размеры зерен этих минералов, начиная от поверхности возрастают с глубиной, вообще же редко превосходят 5 мм. У основания россыпи заметно опять уменьшение величины зерен.

Кроме Ерничной, зимой 1927/1928 г. на россыпной вольфрамит была поставлена разведка и на северном склоне горы Белухи, в верхних частях падей: Кривая Сендуя и Широкая Шундуя. В каждой из этих падей пройдено по две линии, содержащих по три шурфа.

Расстояние между линиями — 0.5 км. Первые линии расположены в верхних частях падей. Мощность аллювия достигает 6 м. Подстилающей породой (плотиком) является грубозернистый биотитовый порфировидный гранит. Опробование шурфов, как и в пади Ерничной, производилось через каждые 0.5 м. Получающиеся шлихи содержали магнетит. В редких случаях среди шлихов магнетита можно встретить отдельные зернышки желтого шеелита и в одном случае обнаружено присутствие свинцового блеска(?). До 80% шлиха удерживается на магнитной скобке, остальная же немагнитная часть представляет собой темносерый тонкий порошок. Данные опробования шурфов этих магнетитовых россыпей показывают, что содержание магнетита в пади Кривая Сендуя достигает 0.046%. Следовательно, южная и северная части горы Белухи представляют собой совершенно самостоятельные области не только по геологическому строению, но и по характеру аллювиальных россыпей.

Образование россыпей вольфрамовых руд в пади Ерничной связано с разрушением кварцевых жил на вершине Белухи и сползанием продуктов их разрушения по крутому южному склону горы. Южный склон подвержен и сам наиболее интенсивному выветриванию и разрушению. Северный же склон горы менее крутой. В некоторых своих частях он почти круглый год скован мерзлотой, находящейся на глубине 1.5—1.75 м от поверхности, поэтому разрушение его идет более медленно.

РОССЫПИ ЭЛЮВИАЛЬНЫЕ

Одновременно с расчисткой заваленных жил на вершине Белухи производилось систематическое опробование элювия с бортов всех старых выработок. Оно было предпринято с целью установления практического значения этого элювия на разрушенных головах кварцевых жил по их простиранию. Кроме того, опробованию подвергались и все отвалы, сохранившиеся со времени старых работ и так называемая «рудная мелочь», представляющая собой остатки руды на местах прежних отвалов и сортировки. При опробовании элювия из бортов выработок было установлено, что концентрат многих проб, особенно из бортов разреза жилы № 1, состоит почти исключительно из чистого желтовато-коричневого шеелита, встречающегося среди кварцевых жил вершины горы, как большая минералогическая редкость.

Шеелит встречен только в пробных концентратах жилы № 1 и притом в виде небольшой примеси. Такой же шеелитовый концентрат был получен из бортов разреза жилы № 3, а также и остальных жил.

Открытие в элювии летом 1928 г. шеелита побудило немедленно подвергнуть вершину Белухи разведке при помощи шурфов для определения пределов распространения элювиальной шеелитовой россыпи и ее практического значения.

Литологически пройденный шурфами элювий очень однообразен и состоит, главным образом, из темносерого и коричневато-серого суглинистого грубого песка, заключающего в себе различной величины, от огромных глыб до мелких обломков, в разной степени сглаженные угловатые куски гранодиорита, грейзена, обломки жильного кварца, часто с вольфрамитом, и более редко — обломки сероватотемного и темнозеленоватого порфирита. Оставаясь характерным, такой состав не остается постоянным на всей площади, а часто, главным образом, на склонах, нарушается так называемыми «потоками» в различной степени окатанных и остроугольных обломков гранодиорита. Среди этих потоков мелкий песчано-глинистый материал или вовсе отсутствует, или удерживается мелким слоем в их основании. Шурфы, пройденные в этих потоках, дают отрицательные результаты, обыкновенно же — так называемые «знаки». Проходка шурфов без крепления в таких

участках затруднялась постоянно обрушивающимися бортами. Мощность элювия варьирует в пределах от 1.25 до 2.75 м (средняя равна 2 м) и на склонах, особенно на южном, всегда больше, чем на вершине горы.

Результаты опробования шурфов сводятся к тому, что россыпным минералом на вершине горы является главным образом шеелит. Вольфрамит занимает подчиненное положение и присутствует главным образом в виде примеси к шеелиту, и очень редко преобладает над ним. Размеры зерен также различны, как и содержание их в песках. Наиболее распространенная средняя величина шеелитового зерна примерно равна 0.5—1 мм; зерна же вольфрамита, присутствующие в виде примеси, всегда выдаются своими большими размерами, объяснение чему следует усматривать в различной твердости обоих минералов, а, следовательно, и в различной сопротивляемости их механическому воздействию. Кроме того, замечено, что наибольшими размерами зерен отличаются шлихи шеелита, взятые из шурфов, расположенных в ближайшем соседстве с кварцевыми жилами, особенно же с жилой № 1.

По мере удаления от кварцевых жил, зерна шеелита заметно уменьшаются в размере, и на расстоянии 100—150 м от жил шлихи шеелита становятся более мелкими. В таком виде принадлежность шлихов к шеелиту можно установить только под лупой или же химическим путем.

Что касается распределения россыпных вольфрамовых руд по вертикали, то наиболее богатой является нижняя часть элювия, но на самом плотике, на коренном гранодиорите, скоплений россыпного шеелита или вольфрамита не обнаружено. Не констатировано вольфрамовых минералов и среди плитняка в щелях подстилающего элювий гранодиорита в противоположность россыпному золоту. Вообще же как шеелит, так и сопутствующий ему вольфрамит начинают встречаться сразу же под растительным покровом, мощность которого редко превышает 20 см, но в верхних частях элювия зерна их обыкновенно очень мелкие. По мере же углубления возрастают как содержание, так и величина зерен минералов.

Что касается содержания их, то, как уже упоминалось, оно весьма разнообразно в разных местах площади и в общем весьма незначительное.

Казалось бы, что наибольшего содержания вольфрамита и шеелита в элювии нужно ожидать вблизи кварцевых жил. Однако, шурф № 2 первой линии, являющийся крайним юго-западным и отстоящий на расстоянии около 250 м от ближайшей жилы (№ 4), в нижней своей части оказался самым богатым. Показание этого шурфа позволяет сделать вывод, что элювиальная россыпь распространяется еще ниже по южному склону и достигает пади Ерничной, где смыкается с россыпью аллювиальной.

В области распространения грейзена, т. е. в начале северо-восточного склона, шурфы были очень бедны вольфрамовыми минералами и иногда их вовсе не содержали.

XVI. ВОЗМОЖНОСТИ НАХОЖДЕНИЯ ВОЛЬФРАМОВЫХ РУД В ОКРЕСТНОСТЯХ БЕЛУХИ

Обследование окрестностей Белухи на площади свыше 100 км² позволяет сказать, что кварцевые вольфрамитовые жилы следует искать только в пределах массива гранодиорита. Грубозернистый порфировидный гранит, уходящий далеко на север, признаков рудоносности не обнаруживает. В окрестностях Белухи он не содержит и безрудных кварцевых жил. Совершенно другое впечатление производит гранодиорит, площадь которого, однако, не превосходит 80—90 км², и гранит Букукинского района. В пределах этого массива кварцевые жилы встречаются довольно часто, особенно в южной его части у контакта с осадочными породами. Вследствие сильной задернованности, жилы очень редко выходят на дневную поверхность, и о наличии их приходится судить по обломкам жильного кварца, встречающимся на склонах гребней. Особенно много этих обломков между падями Ерничной и Ингаринтой. Однако эти обломки видимых признаков оруденения не обнаруживают. Наличие вольфрамита всегда сказалось бы среди обломочного материала. Наиболее удаленной от Белухи является вольфрамитовая жила в вершине пади Дыроватой, но по своей мощности и протяженности по поверхности она не может быть промышленной. При поисково-разведочных работах кварцевые жилы южной части массива должны быть подвергнуты более детальному обследованию путем вскрытия одной или двух наиболее мощных жил канавками.

Имеются указания на наличие вольфрамитовых жил между Белухой и Букукой на одной из сопок, расположенной в 1.5—2 км юго-западнее 102-го пикета. Здесь вольфрамит был найден во время прокладки шоссейной дороги, как об этом говорят местные жители.

Во всяком случае возможности нахождения новых промышленных жил в районе Белухи ограничены.

ЛИТЕРАТУРА

Анискович А. А. Разведка вольфрамитов Забайкалья в 1926 г. Минеральное сырье, № 9, 1927, стр. 539—542.

Варданьянц Л. А. К минералогии и петрографии Харанорского Забайкальской области м-ния вольфрамита и шеелита. Известия Донского политехнического института № 9, 1925, стр. 1 —28.

Докторович-Гребницкий С. А. Вольфрамовые м-ния Кукульбея. Материалы по общей и прикладной геологии, вып. 38, 1921, стр. 123.

Деньгин Ю. П. Вольфрам. Обзор минеральных ресурсов, вып. 12, 1927, стр. 1—69.

Мейстер А. Вольфрам в России. Сб. КЕПС, т. 4, в. 13, 1920.

Обручев В. А. Металлогенетические эпохи и области Сибири. Труды Института прикладной минералогии и металлургии, вып. 21, 1926, стр. 64.

Обручев В. А. К вопросу о шариажах в Сибири. Геол. вестник. № 1—3, 1928, стр. 72—74.

Тетяев М. М. Вольфрамовые и оловянные месторождения Онон-Борзинского района Забайкальской области. Материалы по общей и прикладной геологии, Птрг., вып. 32, 1918, стр. 1—72 и 92—118.

Тетяев М. М. К вопросу о классификации вольфрамовых месторождений. Изв. Геол. ком., т. 37, № 7—8, 1918, стр. 601—612.

Тетяев М. М. Типы русских вольфрамовых руд и их взаимоотношение. Материалы по общей и прикладной геологии, вып. 34, 1926, 1—17.

Тетяев М. М. Новые данные по геологии Забайкалья. Вест. Геол. ком., № 1, 1927, стр. 8—10.

Тетяев М. М. К геологии и тектонике Забайкалья. Вест. Геол. ком., № 8—10, 1927, стр. 1—15.

Тетяев М. М. Покровная тектоника Восточной Сибири и ее следствия. Вест. Геол. ком., № 2, 1928.

Торгашев Б. П. Горная продукция и ресурсы Дальнего Востока. Харбин. Изд. Экономического бюро Китайской Восточной ж. д., 1927, стр. 237—245.

Cissarz A. Uebergangslagerstätten innerhalb der intrusivmagmatischen Abfolge. Neu. Jahrb. Min. Abt. A, 1927, Bd. 56, H. 1 u. 2.

А. Н. АССОВСКИЙ и В. А. АССОВСКАЯ

АНТОНОВОГОРСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ВОЛЬФРАМИТА

I. ВВЕДЕНИЕ

Первые заявки на вольфрамит в районе Антоновой горы относятся к 1912—1913 гг. Первые разведочные работы были начаты в 1916 г. под руководством С. А. Докторовича-Гребницкого, в задачу которого входило обследование всех известных тогда вольфрамовых месторождений Кукульбейского хребта, в пределах которого расположена Антонова гора. Незначительный объем работ, выполненный С. А. Докторовичем-Гребницким, не мог дать достаточно полного материала для промышленной характеристики Антоновогорского м-ния, и вследствие этого последнее долгое время не привлекало к себе внимания, как к объекту, заслуживающему постановки более детальных работ.

Летом 1926 г. и в начале 1927 г. трестом «Редкие элементы» разведывались под руководством инженера А. А. Анисковича россыпи падей, окружающих Антонову гору: Антонов лог, Березов лог, Большой Соктуй. Небольшие по объему работы были проведены и на коренном месторождении. Материалов по работам не сохранилось, но, повидимому, разведка благоприятных результатов не дала, так как в начале 1927 г. работы были прекращены. В 1930 г. производился рекогносцировочный осмотр месторождения геолого-поисковой партией Инцветмета ГГРУ (начальник партии — А. М. Смирнов).

С августа 1931 г. начата систематическая разведка месторождения Арбуйской партией Восточно-сибирского геолого-разведочного треста, впоследствии (с 1932 г.) переименованной в Антоновогорскую.

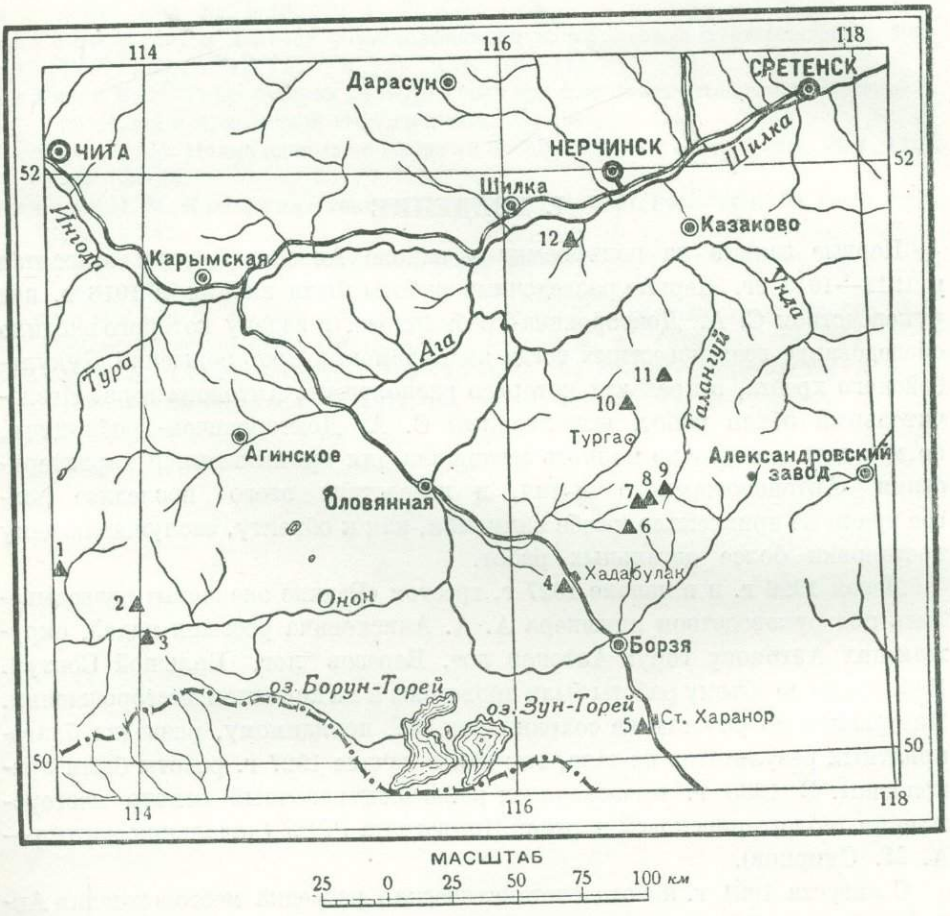
Непосредственное руководство работами партии осуществлялось А. Н. Ассовским, В. А. Ассовской, П. А. Сухановым, В. Е. Кошманом.

Настоящая работа представляет собой сводку данных, полученных в процессе изучения месторождения за период 1931—1934 гг. и частично 1935 г.

При обработке полевых материалов и при предварительном просмотре рукописи весьма ценные указания, как в части, касающейся генезиса месторождения, так и по другим разделам настоящей статьи, были даны геологом О. Д. Левицким, за что авторы приносят ему искреннюю благодарность.

II. ГЕОГРАФО-ЭКОНОМИЧЕСКИЕ СВЕДЕНИЯ

Антоновогорское м-ние вольфрамита находится в пределах Борзинского административного района Восточно-Сибирского края в 10 км к северо-востоку от села Большой Соктуй (фиг. 1).



Фиг. 1. Схематическая карта расположения вольфрамовых месторождений Забайкалья.

Месторождения: *1*—Дульдургинское; *2*—Барун-Ундурское; *3*—Куранжинское; *4*—Шерловогорское; *5*—Харанорское; *6*—Мало-Соктуйское; *7*—Антоновогорское; *8*—Арбуйское; *9*—Яурское; *10*—Букукинское; *11*—Белухинское; *12*—Пешковское.

Ближайшая железнодорожная станция Хадабулак Забайкальской ж. д. (Манчжурская ветвь) отстоит на 45 км к югу от месторождения. Месторождение связано с ней колесной дорогой, вполне пригодной на участке между ст. Хадабулак и сел. Б. Соктуй (35 км) также и для автомобильного сообщения.

От с. Б. Соктуй проложена дорога к Арбуйскому месторождению с ответвлением на Антонову гору, но она пригодна для автомобильного сообщения только в сухое время года.

Климатические условия месторождения несколько отличаются от тех, которые характеризуют прилегающий к месторождению район. На Антоновой горе, благодаря ее значительной высоте и лесному покрову, выпадает больше осадков, чем в окружающей местности. Дожди летом часты и количество осадков, выпадавших в отдельные годы, было настолько велико, что летом в более низких местах нельзя было вести канавные работы, а конный ворот временами едва справлялся с водоотливом из шахты. Между тем на небольшом сравнительно расстоянии, например на Хадабулаке, дождей за это же время почти не было, и даже в с. Б. Соктуй осадки выпадали реже и в значительно меньшем количестве.

Колебания температуры воздуха в районе в течение года значительны, летом бывают сильные жары, а зимой морозы доходят до 40° и ниже.

Условия водоснабжения на Антоновой горе очень тяжелые.

Антонова гора и ее окрестности покрыты лесом (лиственница), который до недавнего времени мог бы вполне обеспечить будущий рудник как строительным, так и крепежным материалом и топливом. С 1933 г. в этом районе различными организациями ведутся лесозаготовки.

III. ОРОГРАФИЯ И ГЕОЛОГИЯ РАЙОНА МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Антоновогорское м-ние расположено в северо-восточной части Кукульбейского хребта, протягивающегося в северо-восточном направлении между рр. Тургой и Онон-Борзей, правыми притоками р. Онона.

Рельеф местности довольно сильно расчленен долинами протекающих здесь речек и ручьев с многочисленными мелкими ответвлениями. Долины ручьев в окрестностях месторождения узки, так как здесь они подходят к осевой части водораздельного хребта. Склоны падей часто довольно крутые, уклон русла от 50 до 10—5 м на 1 км. Относительные высоты доходят часто до 100—200 м, достигая иногда даже 300 м.

К западу от с. Б. Соктуй и по направлению к югу от него, к линии железной дороги, местность представляет собой степь с более мягким рельефом — сглаженными вершинами и широкими долинами.

Краткие сведения о геологии района имеются у М. М. Тетяева в его работе об оловянно-вольфрамовых месторождениях Забайкалья. Более подробное описание геологического строения находим у Ю. П. Деньгина, производившего в 1927 г. региональную съемку планшета X-32 двухверстной карты, в пределах которого расположено месторождение. Наконец, еще более детальное описание дает С. А. Докторович-Гребницкий, под руководством которого в 1916 г. велись разведочные работы в районе.

Поисково-разведочные работы, производившиеся в 1930—1932 гг. Арбуйско-Талангуевской партией ВСГРТ под руководством В. А. Ассовской, позволили лишь несколько детализировать картину, данную С. А. Докторовичем-Гребницким.

На основании работ вышеперечисленных лиц геология района месторождения рисуется в общих чертах в следующем виде.

Комплекс пород, распространенных в районе, несложен. Наиболее древними являются осадочные породы, образование которых по исследованиям последних лет (работы геологов Кичигиной, Кипарисовой и др.) приурочено к нижней и средней юре. Это, главным образом, темные глинистые, иногда песчано-глинистые очень крепкие сланцы с прослоями конгломератов и песчаников, а также конгломераты, причем в месторождении и поблизости от него залегают сланцы; толща же конгломератов распространена к юго-востоку от него. С. А. Докторовичем-Гребницким (1921) дана исчерпывающая петрографическая характеристика осадочных пород, в связи с чем на этом вопросе мы не останавливаемся.

Осадочные породы собраны в складки северо-восточного простирания и интрудированы гранитом. Последний по своему минералогическому составу и структуре может быть подразделен на несколько типов.

Наибольшим распространением пользуется порфировидный гранит, слагающий водораздел между падью р. Арбуй (приток р. Олданды, впадающей в р. Борзю), верховьями р. Талангуя (приток р. Унды) и падью Антия (приток р. Турги). Массив, образуемый этим гранитом, известен в литературе под названием Олдандинского. Он занимает площадь около 50 км^2. Минералогический состав его: калиевые полевые шпаты, кислые плагиоклазы альбит-олигоклазового ряда, кварц, биотит, и изредка встречается в незначительных количествах роговая обманка. Вкрапленники представлены крупными кристаллами полевого шпата (до 5—10 см длиной) и неправильными зернами темного кварца до 0.5—1.5 см в диаметре. Как фациальное изменение этого гранита, встречается изредка небольшими участками мелкозернистый афировый гранит.

В пределах Олдандинского массива, а также к северу от него в осадочной толще имеется несколько вольфрамовых и вольфрамово-оловянных месторождений: Яур, Сосновка, Этыка и другие более мелкие.

С запада к Олдандинскому массиву примыкает Антоновогорский гранит. Выход его на поверхность имеет вид полосы длиной около 6 км и шириной в среднем 1 км, вытянутой в северо-восточном направлении. По минералогическому составу существенного различия между этими двумя гранитами нет, но по структуре они различаются: тогда как Олдандинский является порфировидным средне- и даже крупнозернистым, Антоновогорский гранит—мелкозернистый афировый или с небольшими (редко крупнее 0.5 см)

включениями полевого шпата. Лишь в виде исключения по восточной окраине полосы, близ жилы № 2 Арбуйского рудника и в северо-восточной части Антоновогорского массива встречаются более крупнозернистые порфировидные разновидности, приближающиеся по облику к гранитам Олдандинского массива. Минералогический состав Антоновогорского гранита характеризуется развитием на отдельных участках мусковита, иногда полностью сменяющего биотит.

На площади Антоновогорского гранита и близ него также известно несколько пунктов проявления вольфрамового оруденения. Сюда относятся кварцевые вольфрамоносные жилы восточного и западного склонов Антоновой горы, Березового лога и участка «Церковь» (на юго-западном склоне Антоновой горы).

Следующий тип гранита — это мелкозернистая разновидность несколько более основного характера. Минеральный состав характеризуется более основными плагиоклазами зональной структуры и более значительным содержанием биотита, придающего породе более темный вид, чем у описанных выше гранитов. Выход этого гранита занимает площадь около 0.5 км^2 примерно в 1 км к западу от Антоновой горы. В пределах этого гранита находится Ачиканское м-ние вольфрамита, отличающееся от других месторождений района значительно большим содержанием сульфидов. Из сульфидов преобладают арсенопирит и пирит, в заметных количествах встречаются сфалерит и галенит.

Наконец, в южной части района, к югу от Олдандинского и Антоновогорского массивов, отделяясь от них полосой сланцев, выходит гранит, уже значительно отличающийся от предыдущих. По структуре он относится к порфировидной разности, содержит большое количество вкрапленников калиевого полевого шпата (до 1 см длиной) в мелкозернистой основной массе. По минералогическому составу его можно отнести к биотитовороговообманковому гранито-сиениту. Оруденения в пределах этого гранита и в осадочной толще близ него не наблюдалось.

Все описанные разновидности гранита, повидимому, образовались одновременно из одной и той же материнской магмы.

IV. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ АНТОНОВОГОРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Антонова гора расположена в осевой части хребта, известного в литературе под названием Кукульбей. Абсолютная отметка вершины горы, 1378.87 м — наивысшая в районе. Вершина горы сглажена и имеет площадь свыше 1 км^2. Склоны, обращенные к Березовому логу и, в особенности, к пади Сухая Антия, круты, частью затаежены, частью покрыты осыпями гранитов и сланцев, а также буреломом и сухим мелким лесом.

К западу от Антоновой горы, в 1 км от нее, расположено Ачиканское м-ние вольфрамита, а к югу от последнего, примерно в одном километре, — кварцевые вольфрамоносные жилы Березового лога. На юго-западном склоне Антоновой горы, на отроге, спускающемся к Березовому логу, располагается участок, носящий благодаря скалистым выходам гранитов название «Церковь», заключающий несколько маломощных кварцевых вольфрамоносных жил. К востоку от Антоновой горы на расстоянии 1.5—2 км находится Арбуйское м-ние вольфрамита.

В геологическом строении самого месторождения (фиг. 2, 3) принимают участие почти все те породы, которые отмечались в геологической характеристике района. Так, осадочные породы представлены теми же сланцами, песчаниками и конгломератами, изверженные — гранитами и их дериватами: дайками гранита и аплита.

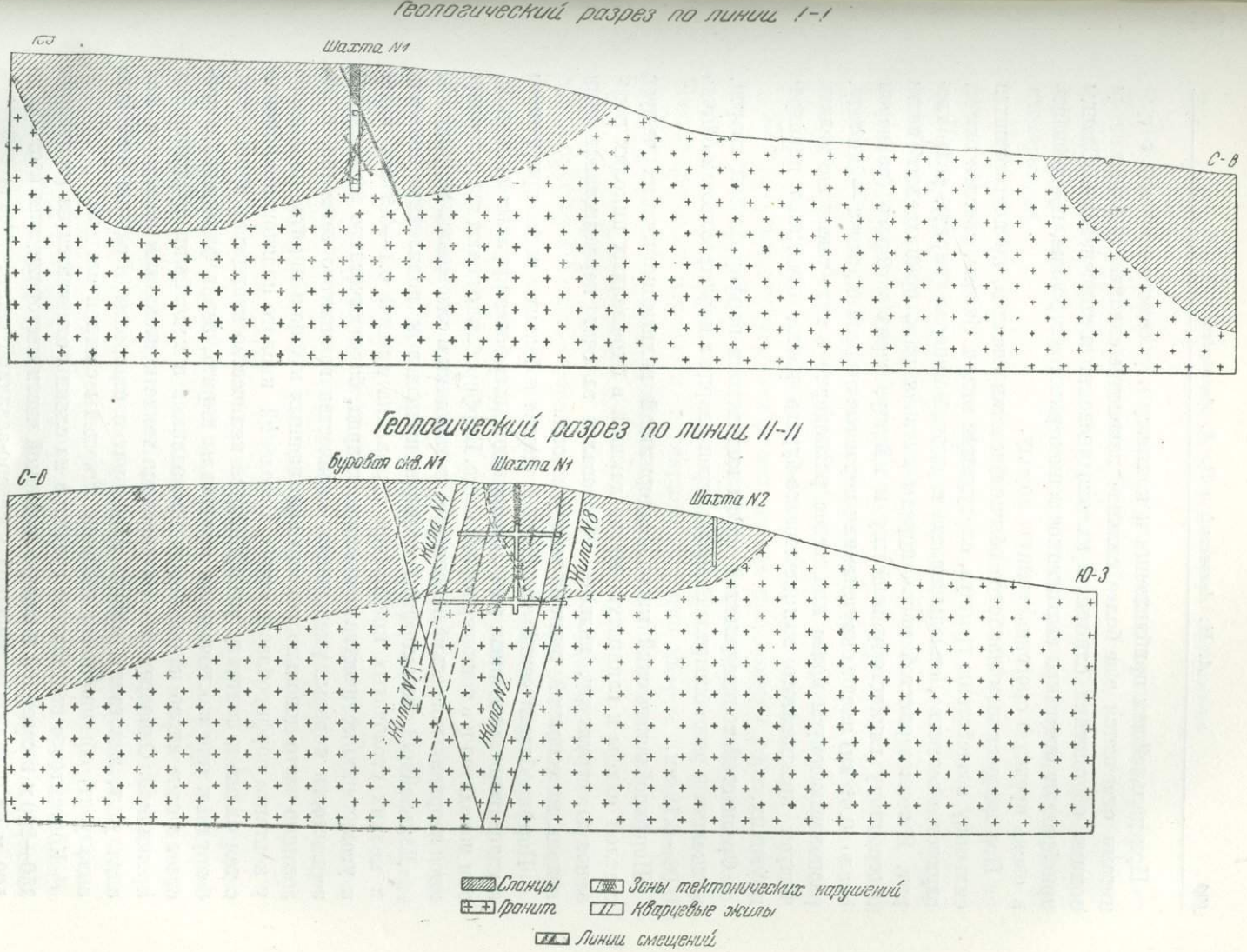
ОСАДОЧНАЯ ТОЛЩА

Осадочные породы слагают западный, северный и северо-восточный склоны Антоновой горы. Западный и северо-западный склоны сложены почти исключительно сланцами; на северном среди сланцев появляются прослои песчаников и конгломератов. В северо-восточной части месторождения развиты преимущественно песчаники и песчанистые сланцы с прослоями конгломератов. Данные о залегании осадочной толщи отсутствуют вследствие слабой обнаженности пород на участке месторождения и интенсивного изменения осадочных пород близ контакта с гранитами.

С л а н ц ы представляют собой тонкозернистую без заметной слоистости породу черного цвета с хорошо развитым кливажем. По данным подземных разведочных работ, кливаж особенно хорошо выражен в направлении на юго-запад, северо-запад, северо-восток, слабее — в направлении на юго-восток.

По минералогическому составу сланцы представлены глинистыми разновидностями с переходом к песчанистым, в которых, кроме основной глинистой массы, макроскопически можно различить лишь мельчайшие, редкие блестки светлой слюды.

Сланцы на участке месторождения всегда в той или иной степени метаморфизованы. Макроскопически их метаморфизм сказывается в том, что по мере приближения к контакту с гранитами в черных почти не измененных сланцах начинает появляться слюда. Последняя концентрируется в виде небольших скоплений диаметром 1—3 мм, благодаря чему сланцы приобретают узловатую или пятнистую текстуру. Ближе к контакту количество слюды увеличивается, причем распределение ее в породе становится более равномерным.



Фиг. 2. Геологические разрезы месторождения.

При дальнейшем приближении к контакту и у самого контакта с гранитами отмечается еще более сильное изменение сланцев, выражающееся помимо обогащения слюдой в их окварцевании и пиритизации. Сланцы приобретают отчетливо выраженное тонкозернистое строение, превращаясь в очень крепкую ороговикованную породу.

Под микроскопом наиболее обычный состав сланцев, не подвергшихся сильному воздействию гранита, следующий: кварц, биотит, светлая слюда, глинистое вещество, окислы железа и рудный минерал (пирит), реже хлорит. В тонкозернистой массе породы главная роль принадлежит почти изотропному глинистому веществу и кварцу, зерна которого (размером около 0.01 мм) имеют округлые или неровные очертания, затем — биотиту, располагающемуся более или менее равномерно в виде таких же мелких чешуек красноватого или желтовато-бурого цвета, отчетливо плеохроирующих.

Среди этой тонкозернистой массы выделяются порфиробласты кварца, мусковита и реже биотита. Размеры зерен кварца в порфиробластах обычно 0.08—0.12 мм.

Порфиробластический кварц, содержащий включения мелких чешуек светлой слюды и глинистую муть, дающий в скрещенных николях роговиковую структуру, видимо, образовался за счет перекристаллизации кварца из основной тонкозернистой массы.

Порфиробластический мусковит и биотит в большей части приурочены к узловатым скоплениям; реже, в виде отдельных более крупных листочков, они находятся и в тонкозернистой массе. Порфиробласты слюд характеризуются изорванными весьма неровными очертаниями и ситовидной структурой.

Дальнейший метаморфизм сланцев приводит к появлению иголочек и мелких столбчатых кристаллов турмалина длиной 0.1—0.5 мм, затем к увеличению количества мусковита, кварца, более отчетливо выраженной зернистости породы, уменьшению количества глинистого вещества, образованию часто довольно хорошо выраженных кубиков пирита, появлению у контакта порфиробластических выделений кислого плагиоклаза. Вместе с тем ближе к контакту увеличивается количество кварцевых прожилков, безрудных или заключающих кристаллы пирита, зерна флюорита; возрастает также число кальцитовых проводников и тончайших мусковитовых прожилков. Одновременно развиваются такие контактовые минералы, как андалузит, хиастолит, иногда кордиерит и ставролит. Все они (особенно андалузит) обычно почти целиком замещены светлой слюдой.

Контактовое воздействие гранитов на сланцы отмечается на расстоянии 150—200 м в северной и северо-восточной части месторождения и от 400 до 500 м от контакта в западной и северо-западной части.

Песчаники и песчанистые сланцы распространены преимущественно в северо-восточной части Антоновогорского м-ния. Су-

ществует ли постепенный переход от сланцев к песчаникам, установить трудно за отсутствием коренных обнажений.

Следует лишь отметить, что в ряде образцов наблюдалась резкая граница между сланцами и песчаниками, а также между песчаниками и конгломератами.

Макроскопически песчаники представляют собой тонкозернистую неслоистую темносерого цвета породу.

Под микроскопом состав песчаников следующий: мельчайшие округленные зерна кварца с небольшой примесью глинистого вещества, рудного минерала и чешуек светлой слюды. Песчаники носят граувакковый характер, заключая в себе то или иное количество мелких обломков сланцев, которые особенно хорошо наблюдаются под микроскопом и по своему составу являются идентичными ранее описанным сланцам.

Контактовый метаморфизм в песчаниках проявляется гораздо слабее, чем в сланцах. Изменения выражаются в появлении лимонножелтого, почти не плеохроирующего или коричнево-бурого биотита (флогопита), новообразовании мусковита, перекристаллизации кварца с образованием роговиковых структур, привносе кварца и появлении кислого плагиоклаза.

Особенно резкое различие в характере метаморфизма сланцев и песчаников бросается в глаза в образцах, представляющих контакт сланца и песчаника: в то время как сланцы приобретают пятнистый облик (за счет скоплений биотита и мусковита), песчаники на первый взгляд особых изменений не претерпевают.

Ту же картину мы наблюдаем и в конгломератах с песчанистым цементом: в гальке сланцев развивается слюда, песчанистый же цемент остается почти не измененным.

К о н г л о м е р а т ы встречены в делювии к северу и северо-востоку от разведанного центрального участка месторождения и в виде маломощных прослоев — среди сланцев в отдельных канавах и буровых скважинах.

На участке месторождения преобладают мелкогалечные конгломераты. Размеры гальки в среднем 7—8 мм и только в редких случаях достигают 30—40 мм. Галька представлена сланцами, песчаниками, кварцитами, иногда тонкозернистыми аплитами и очень редко гранитами. Цемент песчано-глинистый или песчанистый, причем галька преобладает над цементом. Цвет конгломератов темносерый или почти черный. В свежем изломе порода кажется на первый взгляд однородной, и только при более внимательном рассмотрении можно различить отдельные гальки, выступающие более рельефно в выветрелых кусках.

Характер контактового метаморфизма конгломератов не отличается от описанного для сланцев и песчаников.

ГРАНИТЫ

Как ранее указывалось, осадочная толща интрудирована гранитом. Судя по данным разведочных выработок, подземный рельеф гранита представляет не ровную поверхность, а более сложную, со вздутиями и углублениями.

Языкообразный выступ сланцев, вдающийся на участке месторождения в гранит, имеет близ поверхности плоскость контакта, падающую под углом около 45° в сторону сланцев. С глубиной контакт становится более пологим, и на участке к юго-востоку от шахты № 1 на глубине 40—55 м от поверхности делается почти горизонтальным. Несколько дальше к западу плоскость контакта имеет пологое падение под углом в 12—20° на северо-запад.

Данных о падении плоскости контакта далее к западу за пределами языкообразного выступа нет (фиг. 3).

В северной части месторождения, по данным буровой скважины № 10, контакт значительно круче, не менее 55—60° (фиг. 3).

Гранит слагает вершину Антоновой горы, ее южный и восточный склоны. Возраст его на основании взаимоотношения с осадочной толщей определяется, как после-среднеюрский.

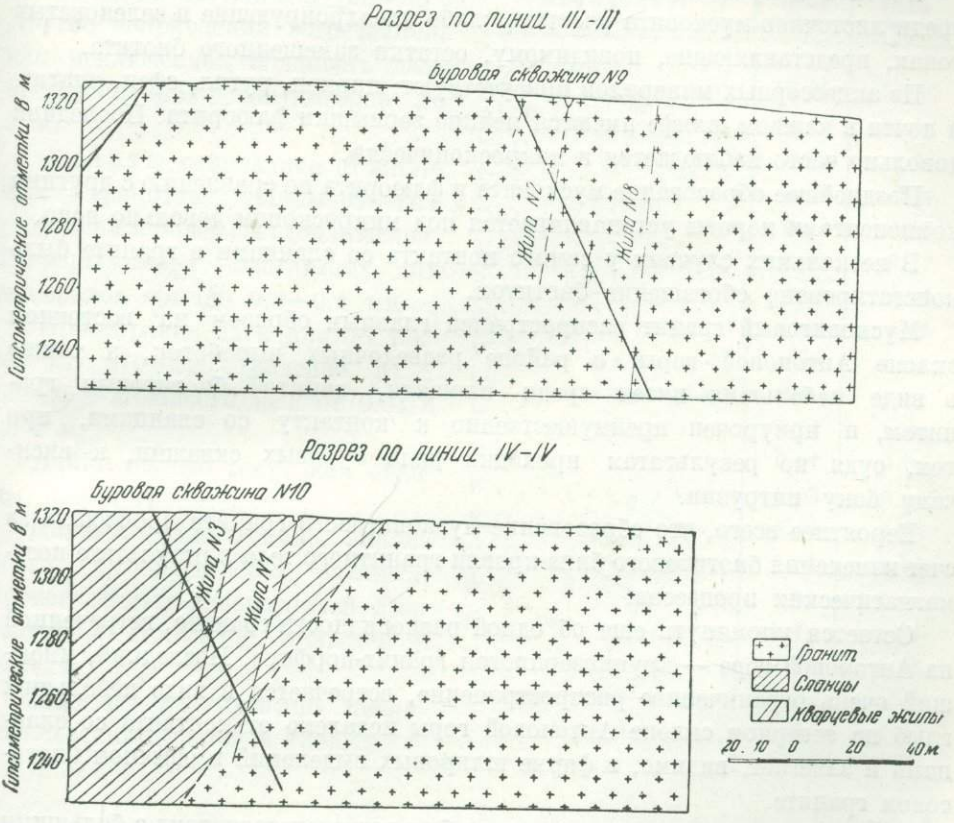
По составу можно выделить две разновидности гранита: биотитовый и мусковитовый.

Биотитовый гранит по занимаемой площади преобладает над мусковитовым. Структура мелкозернистая, равномернозернистая или порфировидная, причем и та и другая распространены в одинаковой мере. Граниты у поверхности окрашены в желтовато или буровато-серый цвет, чистые же невыветрелые образцы из буровых скважин отличаются светло- или зеленовато-серым цветом. Минералогический состав гранита: кварц, ортоклаз, плагиоклаз, биотит, мусковит, хлорит, пирит, молибденит, флюорит.

Главные составные части биотитового гранита — кварц и полевые шпаты.

Кварц — от серовато-белого до темносерого, почти черного цвета. Размеры зерен от 1 до 3 мм. Ксеноморфен по отношению к плагиоклазу и часто ортоклазу. Составляет от 25 до 40% всей массы породы. Ортоклаз и плагиоклаз встречаются в равных количествах с некоторым преобладанием последнего. Плагиоклаз кислый, близок к альбиту, обладает тонкой полисинтетической штриховкой. Обычно встречается в виде призматических кристаллов размерами порядка 1.5—3 мм. Иногда встречаются идиоморфные кристаллы, достигающие размеров 6—7 мм, реже — 10 мм, благодаря чему гранит приобретает слабо выраженную порфировидную структуру. Плагиоклаз иногда присутствует в виде пертитовых вростков в ортоклазе.

Из второстепенных составных частей наибольшим развитием пользуется биотит, рассеянный равномерно в виде небольших листочков. Биотит плеохроирует в коричнево-бурых тонах, реже — зеленовато-бурых; часто замещается хлоритом. Мусковит в виде редких листочков, замещающих иногда биотит, является постмагматическим образованием. Флюорит, встречающийся исключительно редко, также, видимо, постмагматический.



Фиг. 3. Геологические разрезы месторождения.

Из акцессорий можно отметить очень редко — молибденит и гораздо чаще — пирит.

У контакта со слапцами биотитовый гранит дает тонкозернистые разности, которые отмечаются на расстоянии до 20 м от контакта.

Постепенными переходами биотитовый гранит связывается с мусковитовым.

Мусковитовый гранит по структуре совершенно аналогичен биотитовому. Цвет его серовато-белый, иногда пестрый благодаря на-

личию темноокрашенного, почти черного кварца, резко выделяющегося на общем светлом фоне породы.

По минералогическому составу мусковитовый гранит отличается от биотитового лишь тем, что в нем биотит и частью плагиоклаз замещаются мусковитом, и в большом количестве встречается пирит в виде мелкой вкрапленности.

Биотита в мусковитовом граните почти нет, лишь редко наблюдаются среди листочков мусковита участки, слабо плеохроирующие в зеленоватых тонах, представляющие, повидимому, остатки замещенного биотита.

Из акцессорных минералов присутствуют: циркон, рутил, сфен, апатит, и почти в каждом шлифе имеются мелкие зернышки флюорита. Последний довольно часто наблюдается и макроскопически.

Позднейшее образование мусковита и флюорита по сравнению с другими компонентами породы устанавливается под микроскопом довольно ясно.

В нескольких случаях у самого контакта со сланцами в граните было констатировано обогащение биотитом.

Мусковитовый гранит распространен главным образом на восточном склоне Антоновой горы, в районе разведочных выработок, а также в виде небольших пятен среди площади, занятой биотитовым гранитом, и приурочен преимущественно к контакту со сланцами, при том, судя по результатам проходки ряда буровых скважин, к висячему боку интрузии.

Вероятнее всего, что образование мусковитового гранита произошло за счет изменения биотитового близ кровли гранитного тела в результате постмагматических процессов.

Остается упомянуть еще об одной разновидности гранита, встреченной на Антоновой горе — крупнозернистом гранит-порфире. Последний, имеющий очень ограниченное распространение, встречается в виде небольших глыб на северном склоне Антоновой горы недалеко от контакта со сланцами и залегает, видимо, в форме шлировых выделений в обычном биотитовом граните.

Наконец, из пород гранитного типа был встречен пегматоид с большими кристаллами полевого шпата зеленоватого цвета (до 15 см длиной), сравнительно крупными табличками светлой слюды и скоплениями биотита. Основная масса средне- и мелко-зернистая. Кроме перечисленных минералов, имеется обильная вкрапленность пирита, изредка халькопирита, мелкие листочки молибденита и берилл. Характерно пегматитовое прорастание полевого шпата кварцем, наблюдающееся как под микроскопом, так и макроскопически. Такой пегматоид был встречен в ряде разведочных выработок в виде небольших неправильной формы тел, приуроченных к контакту мусковитового гранита со сланцами или даже секущих сланцы.

Жильные граниты по своему минералогическому составу не отличаются от мусковитового гранита, с которым они генетически тесно связаны, являясь его апофизами, проникшими в толщу сланцев.

Простирание даек гранита северо-западное, от широтного до СЗ 340°, падение СВ или ЮЗ∠55—85°. Другие направления встречаются, как исключение. Мощность даек от нескольких сантиметров до 2 м.

Аплиты отличаются от жильных гранитов тонкозернистым строением и более светлой краской. Размеры зерен слагающих их минералов обычно 0.3—0.4 мм.

Простирание даек аплита также СЗ 270—320°, падение Ю∠ 60—75°. Мощность даек от 0.04 м до 2 м.

Дайки аплита секут как сланцы, так и граниты.

Полный химический анализ обеих разновидностей гранита, произведенный лабораторией Гинзолото в Иркутске, приведен в табл. 1.

Пересчет анализов по Левинсон-Лессингу дается в табл. 2.

Таблица 1

Компоненты	Биотитовый гранит [1]	Мусковитовый гранит [2]
SiO_2	72.64	77.36
Al_2O_3	14.46	12.48
Fe_2O_3	0.54	1.61
FeO	1.59	1.31
CaO	0.77	0.48
MgO	0.20	0.17
S	0.02	0.08
Cu	0.01	0.02
WO_3	есть	есть
Sn	нет	нет
TiO_2	0.08	0.06
MnO	0.01	0.01
F	0.03	0.05
K_2O	5.16	3.86
Na_2O	3.52	2.06
P_2O_5	0.02	0.02
$H_2O - 105°$	0.18	0.36
$H_2O + 105°$	0.12	0.06
Сумма	99.35	99.99

Таблица 2

№ образца	Наименование пород	Магматическая формула	$\frac{R_2O}{RO}$	α	β
394	Биотитовый гранит	$1.05\,RO \cdot R_2O_3 \cdot 8.38\,SiO_2$	2.73	4.14	24.46
315	Мусковитовый гранит	$0.79\,RO \cdot R_2O_3 \cdot 9.71\,SiO_2$	2.32	5.12	18.43

[1] Образец взят из буровой скважины № 1 с глубины 195.5 м.

[2] Образец взят из северо-западного квершлага 2-го горизонта с глубины 27 м от ствола шахты.

Из этой таблицы видно, что от биотитового гранита к мусковитовому возрастает коэффициент кислотности за счет повышения количества кремнезема и понижения количества щелочей; мусковитовый гранит по своему составу относится уже к ультракислым породам, характеризующимся величиной коэффициента кислотности свыше 5.

V. ОПИСАНИЕ РУДНЫХ ЖИЛ

Рудные жилы располагаются главным образом близ вершины Антоновой горы на северо-восточном и восточном склонах, обращенных к верховьям пади Сухой Антии и Антонова лога. Кроме того, свалы вольфрамоносного кварца встречаются и на западном склоне, обращенном к верховью Березового лога, а отдельные находки — на северном склоне горы, обращенном к пади Сухая Антия.

Таким образом, район распространения жил охватывает площадь свыше 1 км², разведочные же работы велись только на первом из перечисленных участков, т.-е. на северо-восточном склоне Антоновой горы.

Простирание всех рудоносных жил Антоновогорского м-ния подчинено одному северо-восточному направлению, в среднем от СВ 25° до СВ 55°. Изменения азимута простирания в пределах одной и той же жилы на отдельных участках бывают довольно значительны — до 50°. Углы падения жил крутые, от 50 до 90°. В среднем, по имеющимся данным, включая сюда и результаты проходки буровых скважин, они находятся в пределах 70—80°. По падению, так же как и по простиранию, наблюдается некоторая волнистость, связанная с колебаниями в величине угла падения.

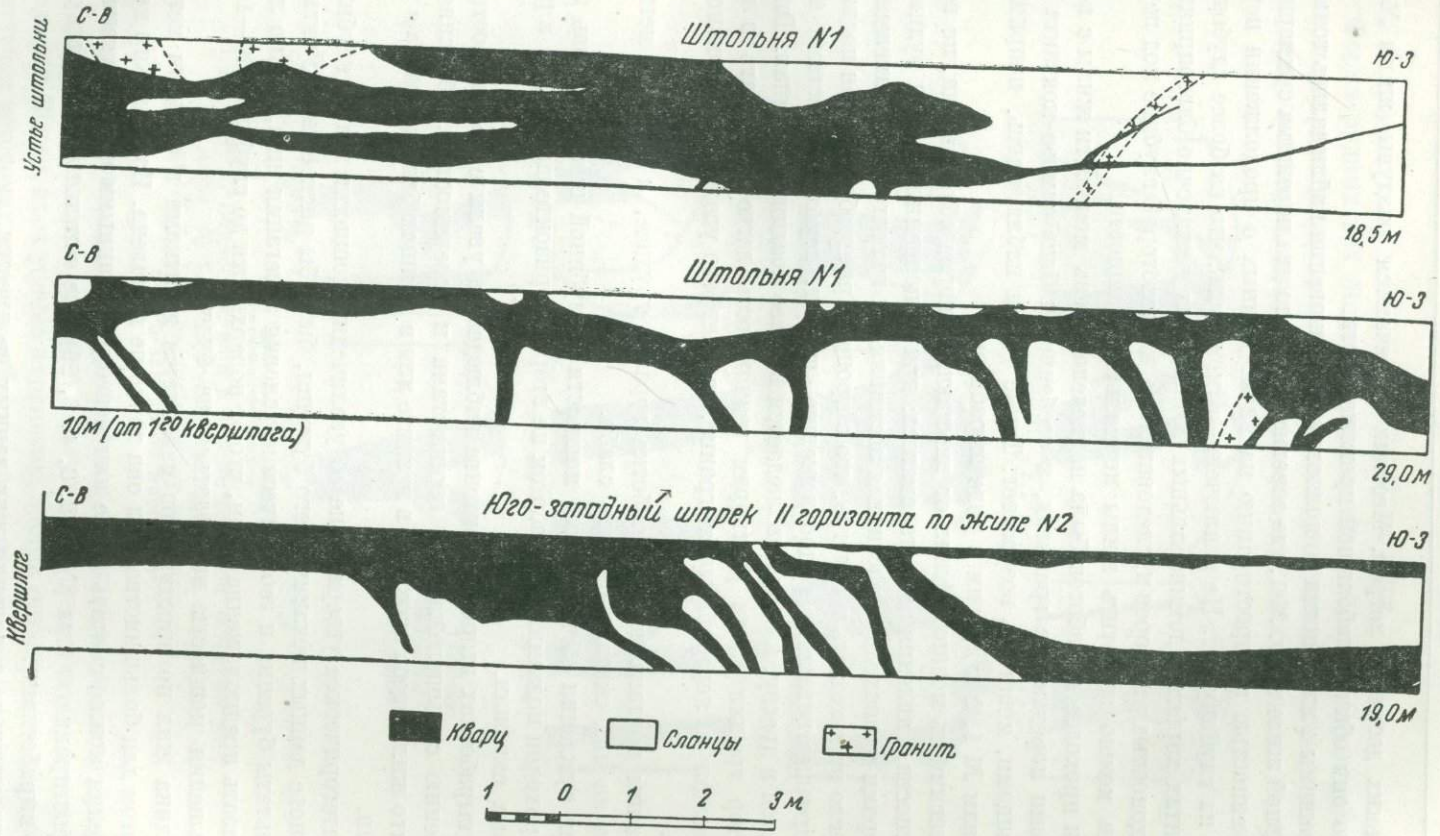
Колебания в простирании и падении жил в основном обусловлены характером трещин, выполнявшихся рудными растворами. На отдельных участках вместо четко выраженных трещин образовывались зоны смятия, характеризующиеся развитием ряда трещин, коротких по простиранию, несколько извилистых, заходящих друг за друга, иногда пересекающихся. На других участках имеют место случаи, когда центральная трещина изгибается и раздваивается.

Иногда по прежнему направлению жилы остается только апофиза, а основная жила меняет простирание на некотором протяжении.

В хорошо выраженных зонах смятия образуются прожилки и короткие жилы; участки слабо нарушенных пород характеризуются пережимами жил.

Такого рода явления наблюдаются в шт. № 1 по жиле № 1, в штреках 2-го горизонта — по жиле № 2 и на других участках (фиг. 4).

Мощность жил не остается постоянной на всем их протяжении, однако, быстрое ее изменение наблюдается как исключение: в большинстве случаев оно происходит постепенно на протяжении не меньше 10 м, а иногда даже



Фиг. 4. Зарисовка кровли выработок:

нескольких десятков метров. Местами встречаются раздувы (жилы № 1 и 8), но они обычно небольшой протяженности.

Пережимы в жиле почти до полного ее исчезновения наблюдались только на Главной жиле в шт. № 1, где зарегистрировано два пережима суммарной протяженностью по простиранию на 22 м. Данных о продолжении пережимов на глубину нет. Не исключена возможность, что на более глубоких горизонтах характер доминеральных трещин был достаточно благоприятен для рудоносных растворов и, следовательно, на некоторой глубине под пережимами можно встретить жилы нормальной мощности.

При проходке выработок была подмечена связь мощности жилы с вмещающими породами: в гранитах, в особенности близ самого контакта их со сланцами, мощность возрастает. Такие факты наблюдались, например, по жилам № 1, 2 и другим в ряде выработок.

Зависимость мощности жил от вмещающих пород обусловлена, по всей вероятности, явлениями метасоматоза: при выполнении трещин рудными растворами происходила частичная ассимиляция гранитов и их замещение. Это могло происходить тем легче, что в процессе раздробления при подвижках, предшествовавших рудоотложению, гранит, вероятно, местами превращался в дресву, как это наблюдается в более поздних трещинах. Такой характер трещин давал растворам возможность легче проникать в них и, замещая и перерабатывая гранит, за счет его увеличивать мощность жилы.

Сланцы поддавались переработке гораздо труднее, и явления метасоматоза на них сказались очень слабо.

Для суждения об изменении мощности с глубиной имеются лишь данные проходки подземных выработок на втором горизонте шахты № 1 и ряда буровых скважин.

В выработках второго горизонта наблюдается увеличение мощности по сравнению с вышележащими горизонтами и поверхностью, объясняемое тем, что жилы здесь проходят в граните или в сланцах близ контакта с гранитами.

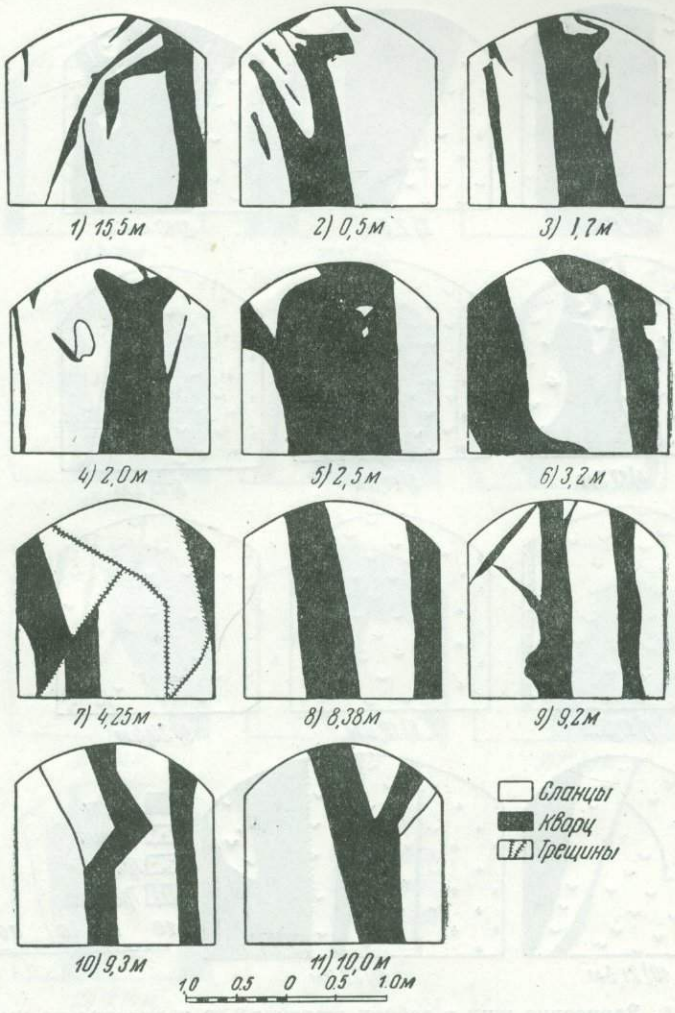
Категорическое утверждение об увеличении мощности жил с глубиной, на основе данных механического бурения, было бы рискованно. Учитывая результаты бурения и геологические условия залегания жил, можно лишь высказать предположение о том, что от поверхности до глубины 120—150 м уменьшения мощности наблюдаться не будет.

Длина жил по простиранию измеряется десятками и сотнями метров, при этом для большинства жил она точно не выявлена. Из всех жил месторождения можно считать более или менее разведанными и прослеженными по простиранию 6 жил (№ 1, 2, 3, 4, 8, 26); все остальные жилы вскрыты 1—3 выработками.

Относительно склонения жил данных не имеется.

ФОРМА И ТЕКСТУРА ЖИЛ

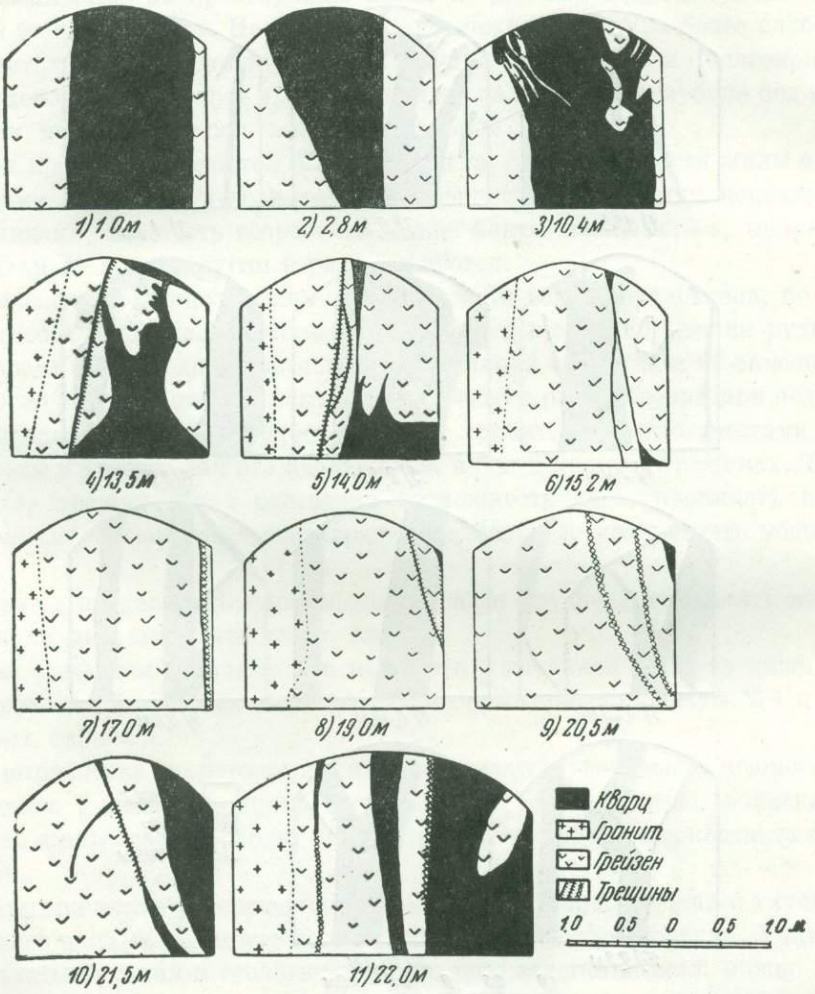
Форма рудных тел более или менее плитообразна. Ограничения жил не всегда представляют ровную плоскость, так как иногда жилы имеют ступенчатые зальбанды, раздувы, пережимы, что можно видеть из приводи-



Фиг. 5. Зарисовка жил в забоях штреков штольни № 1 по жиле № 1. Расстояния указаны от квершлага из шахты № 1. *1*—к северо-востоку от квершлага, *2—11*—к юго-западу от квершлага.

мых зарисовок (фиг. 5, 6 и 7). Граница между жилой и вмещающей породой почти всегда отчетливая, особенно в сланцах, где метасоматоза почти не наблюдается. Жилы, проходящие в гранитах, иногда «прикипают», что является следствием метасоматоза, который в гранитах проявляется довольно отчет-

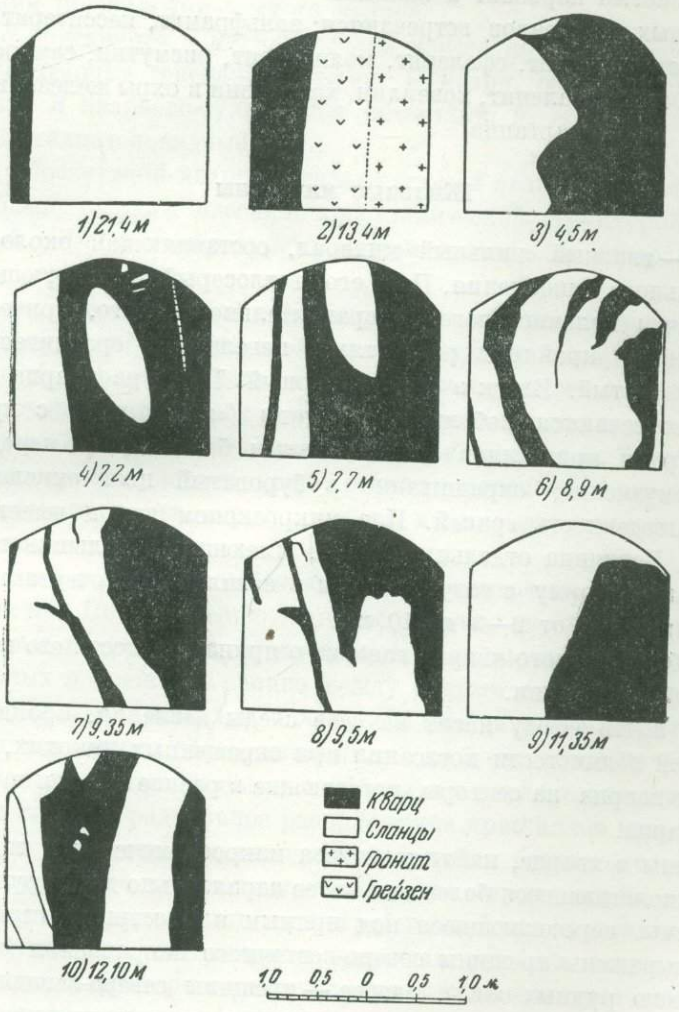
ливо. О характере выклинивания рудных тел некоторые выводы можно сделать из наблюдений над поведением жил в местах пережимов. Здесь наблюдались следующие типы выклинивания: а) быстрое уменьшение мощности жилы и ее разветвление, б) тупые окончания жил. В последнем случае жилы,



Фиг. 6. Зарисовка жил в забоях штреков 2-го горизонта по жиле № 1. Расстояния указаны от квершлага. *1*—юго-западный штрек, *2—11*—северо-восточный штрек.

почти не изменяя своей мощности, как бы обрезаются перпендикулярно или косо к направлению их простирания. В некоторых случаях рудные тела, имеющие тупые окончания, связаны между собой тонкими кварцевыми проводниками, свидетельствующими о смещении трещин, происшедшем до заполнения их рудоносными растворами. Возможность выклинивания

жил с постепенным изменением мощности также не исключена. Текстура рудных жил в основном массивная. Иногда слабо намечается полосчатость, выражающаяся в том, что рудные минералы располагаются полосами, приуроченными к какой-либо части жил, например, вольфрамит располагается



Фиг. 7. Зарисовка жил в забоях штреков 2-го горизонта по жиле № 2. Расстояния указаны от квершлага. *1—2*— северо-восточный штрек, *3—10*—юго-западный штрек.

вдоль зальбанда, пирит — внутри кварца в неширокой полосе параллельно контакту жилы с вмещающими породами. Очень редко встречается гребенчатая текстура (небольшими участками, чаще всего в ответвлениях).

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЖИЛ

Преобладающей составной частью жил Антоновогорского м-ния является кварц. Остальные жильные минералы присутствуют в качестве незначительной примеси. Эти минералы следующие: берилл, топаз, мусковит, флюорит, железистый карбонат и кальцит.

Из рудных минералов встречаются: вольфрамит, касситерит (?), пирит, пирротин, арсенопирит, сфалерит, молибденит, висмутин, самородный висмут, халькопирит, галенит, ковеллин, халькозин и охры железа, вольфрама, молибдена, меди, марганца.

Жильные минералы

Кварц — главный жильный минерал, составляющий около 98% всей массы жильного выполнения. Цвет его светлосерый, вариирующий в оттенках от почти молочнобелого до сравнительно темного, причем участки, представленные крайними разностями, невелики и сравнительно редки. Излом занозистый. Блеск в изломе жирный. Текстура кварца массивная. Изредка встречаются небольшие пустоты («занорыши») с кристаллами кварца. Грани кристаллов со стеклянным блеском, но нередко наблюдается помутнение, окрашивание в буроватый цвет окислами железа и даже изъеденность граней. Под микроскопом кварц имеет зернистое сложение. Величина отдельных зерен, имеющих в большинстве случаев неправильную форму с зазубренными и извилистыми очертаниями, находится в пределах от 2—3 до 10 мм.

Весь облик рудного кварца говорит о принадлежности его к высокотемпературной генерации.

Кварц почти всюду носит на себе следы давления, проявляющегося: а) в слабой волнистости погасания при скрещенных николях, б) распадении зерен кварца на секторы, погасающие в разное время и в) трещиноватости кварца.

Трещины в кварце, наблюдающиеся макроскопически и под микроскопом и располагающиеся более или менее параллельно друг другу, образуют две системы, пересекающиеся под прямым или острым углом. Наиболее хорошо выражены трещины северо-восточного направления (параллельно простиранию рудных жил), слабее — трещины северо-западного простирания. На стенках трещин северо-восточного простирания изредка наблюдаются хорошо выраженные зеркала скольжения.

В кварце под микроскопом всегда наблюдается то или иное количество мельчайших включений, большей частью неопределимых из-за малых размеров. При больших размерах включений (сотые доли миллиметра) можно видеть, что они представляют собой жидкости с перемещающимися в них пузырьками газа. Включения обычно располагаются без всякой закономер-

ности, изредка ориентируются в одном определенном направлении. Значительным количеством включений, придающих кварцу темную окраску, и ориентировкой их в одном или разных направлениях следует объяснять местами наблюдающуюся сетчатую текстуру кварца, макроскопически характеризующуюся тем, что отдельные участки его как бы пронизаны тончайшими нитевидными прожилками темного кварца.

Помимо описанного в месторождении констатированы следующие более низкотемпературные генерации кварца: 1) кварц, образующий кварцево-кальцитовые и кварцево-сульфидные прожилки, 2) гребенчатый и друзовидный, 3) халцедоновидный.

Кварц, образующий кварцево-кальцитовые и кварцево-сульфидные прожилки, обладает также массивно-кристаллической структурой. Цвет его светлосерый. Высокотемпературные рудные и жильные минералы в жилах этого типа отсутствуют.

Возможно, что к этой же генерации относится мелкозернистый кварц, изредка образующий тонкие прожилки в рудных жилах. Он содержит вкрапленность пирита и халькопирита, местами весьма обильную. Вкрапленность рудных минералов местами настолько мелкая, что прожилки кажутся выполненными почти однородной темной массой. Только под микроскопом в отраженном свете можно отличить переполняющие кварц мельчайшие зернышки халькопирита, пирита и лимонита величиной от 0.01 до 0.1 мм.

Гребенчатый и друзовидный кварц резко отличается от перечисленных выше разностей. По отношению к рудным жилам он является более поздним, отлагаясь в трещинах, образовавшихся вдоль рудных жил в результате повторных подвижек. Граница между рудным и гребенчатым кварцем резкая. Шестоватые кристаллы последнего иногда полупрозрачные, светлосерого, почти белого цвета, длиной от 1 до 3 см; в тонких прожилках располагаются перпендикулярно к зальбандам и параллельно между собой. Встречается также и радиальное расположение кристаллов кварца вокруг кристаллов и скоплений бледнозеленого и почти бесцветного флюорита, реже — вокруг ранее выкристаллизовавшихся зерен кварца.

К этой же разновидности относится гребенчатый или друзовидный кварц, отлагавшийся по наиболее поздним трещинам разлома, секущим рудные жилы. Для него характерны многочисленные включения угловатых кусочков сланца, в виду чего жильная порода местами приобретает вид тектонической брекчии, а также характерны пустоты, в которых имеются кристаллы полупрозрачного горного хрусталя.

Наиболее низкотемпературная разновидность кварца представлена макроскопически халцедоновидным кварцем. Местами он содержит очень мелкую вкрапленность пирита. В одном штуфе из делювия такой кварц содержит в себе, по близости от контакта с рудным кварцем, небольшие

угловатые кусочки последнего. Текстура такого кварца или сплошная или чаще полосчатая, так как местами наблюдаются участки с чередованием очень тонких (доли миллиметра) полосок, отличающихся по цвету. Халцедоновидный кварц встречается иногда в гребенчатом кварце, где он выполняет пустоты между щетками кварца.

Берилл — редкий минерал для жил Антоновогорского м-ния. Он приурочен, главным образом, к участкам жил, располагающимся в гранитах или в сланцах неподалеку от контакта их с гранитами. Небольшие скопления его констатированы в кварцевых жилах и в околожильном грейзене.

Кристаллы берилла имеют игольчатый или шестоватый габитус. Величина отдельных кристаллов от микроскопически малых до 3—4 см длиной, с диаметром от долей миллиметра до 5—8 мм, причем кристаллы с большим диаметром очень редки. Чаще всего встречаются тонкие игольчатые кристаллы длиной в 20—30 мм и диаметром 0.5—1.5 мм. Цвет кристаллов обычно белый, иногда с желтоватым или желтовато-зеленоватым оттенком, со слабым блеском на гранях и неровным землистым изломом. Реже встречаются бесцветные полупрозрачные кристаллы с сильным стеклянным блеском на гранях. Берилл образует в кварце скопления до 2—3 см в диаметре. Расположение кристаллов в скоплениях или беспорядочное, или параллельное, или радиальнолучистое. Как сказано выше, берилл встречается не только в кварцевых жилах, но и в грейзенах близ самого контакта с гранитами, где он образует такие же скопления, как и в кварце.

Топаз еще более редкий по сравнению с бериллом минерал. Он встречается небольшими скоплениями обособленных кристаллов, большей частью приуроченных к зальбандам. Величина кристаллов от 1—2 до 10—15 мм; форма призматическая, иногда почти табличатая. Цвет белый, кристаллы непрозрачные, полуразложенные, обычно не блестящие, с заметной спайностью. По отношению к кварцу и вольфрамиту топаз идиоморфен. Встречен он как в жилах, проходящих в гранитах, так и в жилах, секущих сланцы.

Слюда светлая (мусковит) по распространенности является вторым после кварца жильным минералом, но нужно отметить, что насыщенность жил слюдой очень невелика, едва ли достигает 0.5%. Цвет золотисто-желтый, зеленовато-серый или серебристо-серый. Располагается в кварце или в виде единичных редких листочков, или образует небольшие скопления неправильной формы, от которых отходят короткие тонкие (1—2 мм) прожилочки той же слюды, а иногда выполняет трещины в кварце. Реже светлая слюда образует оторочки вдоль зальбандов жил. От слюдяных оторочек также иногда отходят тонкие слюдяные прожилочки с молибденитом, секущие кварц. Размеры листочков слюды небольшие — от 1 до 5 мм. Ориентированы они в скоплениях обычно без всякого порядка, в разных направлениях. Иногда наблюдается более или менее параллельное расположение листочков слюды или в очень редких случаях — веерообразное.

В случае выполнения трещин в кварце и в зальбандах жил они большей частью располагаются параллельно друг другу, по отношению же к стенкам трещин или перпендикулярно, или под углом, или даже параллельно им.

Темная слюда была встречена в жильном кварце только в одном случае: буровой скважиной № 9 на глубине 67 м был пересечен кварцевый прожилок мощностью около 3 см, в котором имелось небольшое скопление темно-бурых, почти черных листочков слюды, повидимому, биотита, величиной несколько меньше 1 см.

Флюорит в рудных вольфрамоносных жилах редок. Встречается в виде отдельных небольших кристаллов (до 1 см) или скоплений (до 1.5 см) мелких зерен бесцветного бледнофиолетового, темнофиолетового или бледно-зеленого цвета, иногда вместе с вольфрамитом; в одном случае в нем была констатирована мелкая вкрапленность сфалерита.

В несколько большем количестве флюорит встречается в апофизах и в тонких кварцевых прожилках, идущих параллельно жилам. Здесь он иногда образует скопления (до 5—7 см) сравнительно крупных кристаллов. Гораздо чаще флюорит приурочен к кварцевым и кварцево-кальцитовым прожилкам, содержащим пирит, халькопирит, сфалерит.

В кварцевых прожилках флюорит бесцветный и фиолетовый и лишь изредка бледно-зеленый, в кварцево-кальцитовых же фиолетовый, наоборот, редок. В тонких кварцевых прожилках местами концентрация флюорита значительна, и на отдельных участках он даже совсем вытесняет кварц.

Флюорит также был встречен в ассоциации с низкотемпературным гребенчатым кварцем. Цвет бледнозеленый или бесцветный. Величина отдельных кристаллов доходит до 1 см и более. Они являются центрами, вокруг которых происходило нарастание гребенчатых кристаллов кварца. Местами флюорит выщелочен, благодаря чему в кварце наблюдаются многочисленные более или менее правильной формы пустоты.

Флюорит встречается и в грейзене близ рудных жил, где он образует местами редкую вкрапленность мелких зерен фиолетового цвета или приурочен к тонким прожилкам с кварцем и сульфидами.

Железистый карбонат. Встречен только в подземных выработках, главным образом, на втором горизонте по жиле № 2, в меньшем количестве— по жиле № 1 в штольне № 1 и по буровой скважине № 7 на глубине 109 м. Обычно он приурочен к мелким пустотам в кварце. Цвет этого минерала от кофейного до светложелтого. На плоскостях спайности сильный стеклянный блеск. В свежем состоянии минерал полупрозрачен. Форма зерен неправильная, иногда обусловлена формой мелких пустот, которые выполнялись карбонатом. В одном случае удалось наблюдать скопления кристаллов, которые имеют форму тонких (не более 0.5 мм) гексагональных табличек диаметром максимально 5 мм, выполняющих также пустоты в кварце между кристаллами горного хрусталя.

Величина скоплений железистого карбоната очень небольшая, обычно несколько миллиметров в диаметре, иногда доходящая до 1—1.5 см и очень редко достигает больших размеров. Кроме выполнения пустот в кварце, наблюдалось также выполнение мелкокристаллическим карбонатом промежутков между отдельными зернами пирита и трещин в нем. Скопления его здесь имеют пластинчатую форму. В нескольких случаях наблюдалось, что минерал приобретает более бледную светлую окраску, становится непрозрачным, хрупким и легко крошится. Очевидно, это является результатом начавшегося разложения минерала.

Под микроскопом этот минерал обладает высоким показателем преломления, резко выраженной псевдоабсорбцией, хорошей спайностью, отсутствием полисинтетических двойников, высоким двупреломлением, что позволяет отнести этот карбонат к ряду железистых. В шлифах зерна его располагаются между зернами кварца, а также по тончайшим трещинкам последнего в виде прожилков длиной до нескольких миллиметров и мощностью до 0.1 мм.

Кальцит так же, как и флюорит, встречается в тонких проводниках, параллельных главной жиле, и в кварцево-кальцитово-сульфидных прожилках, пересеченных при проходке шахты и квершлагов. Кальцит имеет форму пластинчатых кристаллов (очень редко изометричных) белого цвета, со стеклянным или перламутровым блеском.

В жилах рудного типа ни поверхностными, ни подземными выработками кальцит не встречен, констатирован только буровой скважиной № 6 на глубине 101.5 м, где содержится в кварце в виде довольно крупных (до 2 см) изометричных зерен желтовато-белого цвета, полупрозрачных, приуроченных к пустотам.

Наибольшее количество кальцита встречено при проходке ствола шахты № 1, верхняя часть которой пересекла зону перемятых трещиноватых сланцев. Здесь кальцит вместе с мелкими кристаллами и примазками пирита выполняет как мелкие трещинки в сланцах, так и более значительные, образуя иногда прожилки мощностью до 1—2 см.

Рудные минералы

Вольфрамит — один из главных рудных минералов в жилах месторождения. По своему химическому составу он стоит ближе к фербериту (Fe, Mn) WO_4. Данные о его составе приведены в табл. 3.

Из этой таблицы видно, что содержание Fe преобладает над Mn во всех случаях, независимо ни от гипсометрической высоты места взятия вольфрамита, ни от вмещающих пород.

При определении вольфрамита, взятого из разных мест месторождения, по цвету порошка результаты оказались те же: во всех случаях получалась темнобурая черта, характерная для ферберитовой разности.

Таблица 3

№ по пор.	Место взятия минерала	№ жилы	WO_3	MnO	FeO	Кем и когда произведены анализы
1	Канава VIII	1	71.18	3.92	12.66	Читинской лабор. Геолтреста, 1932 г.
2	Канава 65	2	71.06	8.95	12.10	—
3	Юго-зап. штрек 1-го горизонта на расст. 5 м от квершлага	1	70.66	6.44	15.38	Лаборат. Гинзолото в Иркутске, январь 1935 г.
4	Юго-западный штрек 2-го горизонта на расст. 7.4 м от квершлага	2	75.32	5.40	17.40	—

Цвет вольфрамита черный, иногда со слегка сероватым или буроватым оттенком. Блеск на гранях свежих кристаллов, не подвергшихся выветриванию, металловидный, в изломе на плоскостях спайности более сильный — до стеклянного. На гранях кристаллов характерна продольная штриховатость.

Вольфрамит встречается как отдельными зернами, так и скоплениями. Наиболее обычная форма отдельных зерен его — таблички. Хорошо выраженных кристаллов, ограниченных кристаллографическими гранями со всех сторон, не встречается. Обычно развиты лишь грани, параллельные третьей оси.

Зерна, не имеющие кристаллографических очертаний, характеризуются неправильной формой. Величина отдельных индивидов варьирует в широких пределах. Длина табличатых зерен колеблется от 1 мм до 10 см и в исключительных случаях до 20 см, при ширине 6—7 см и толщине до 2—3 см. Изредка можно встретить кристаллы, в которых ширина и толщина почти одинаковы, так что зерна теряют табличатый облик и приближаются к призматическому. Иногда можно наблюдать тонкопластинчатые кристаллы.

Кристаллизация вольфрамита из рудных растворов продолжалась в течение довольно продолжительного периода. Выпадение его из растворов начинается до кристаллизации основной массы кварца и продолжается вплоть до начала кристаллизации светлой слюды и молибденита, приуроченных, как раньше указывалось, к трещинам в кварце.

Наиболее ранние выделения вольфрамита из растворов приурочены к грейзенизованным частям вмещающих пород, частью к зальбандам и срединным частям кварцевых жил.

В сланцах, трудно поддающихся переработке растворами, вольфрамита, как правило, не встречается. Известны лишь единичные случаи нахождения кристаллов вольфрамита в слюдяном сланце близ самого контакта с жилой (канава № 8 по жиле № 2).

В грейзенах, образовавшихся в результате изменения гранита, вольфрамит встречается значительно чаще. Наибольшая его концентрация приурочена к слюдяным грейзенам, где вольфрамит находится в виде довольно равномерной вкрапленности мелких табличатых кристаллов. Слюдяные грейзены с вольфрамитом располагаются или в непосредственном контакте с жильным кварцем или отделены от него узкой полосой грейзенизованного гранита и морфологически представляют как бы самостоятельные «жилы».

В кварцево-слюдяных грейзенах вольфрамит также не редок. Здесь отдельные кристаллы и аггрегаты вольфрамита обычно связаны со скоплениями кварца, имеющими вид неправильных жилок, пронизывающих околожильную зону.

В основном же кристаллизация вольфрамита из рудных растворов идет одновременно или несколько позже кристаллизации кварца.

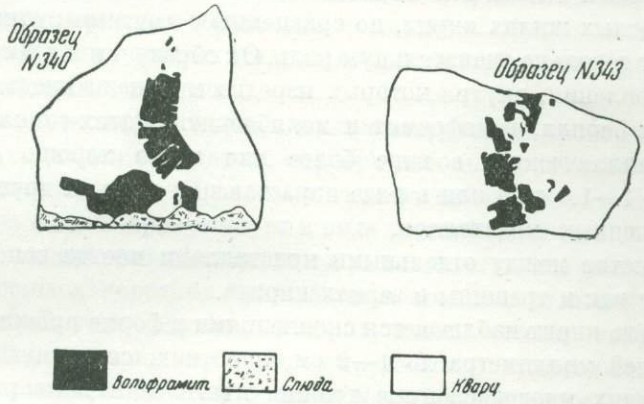
Более ранние выделения вольфрамита в кварцевых жилах характеризуются проникновением в них по трещинам спайности тонких прожилков кварца и иногда некоторой изогнутостью и даже раздробленностью кристаллов с заполнением кварцем промежутков между обломками кристалла вольфрамита (фиг. 8).

В отношении приуроченности вольфрамита к какой-либо части жил закономерности почти не наблюдается, за исключением нескольких отдельных случаев. Так, иногда в жилах, секущих сланцы, вольфрамит тяготеет к зальбанду, при этом кристаллы его имеют вид удлиненных табличек, располагающихся под углом к плоскости контакта жилы с вмещающими породами. Иногда скопления вольфрамита в виде полосы встречаются вдали от зальбандов, обычно параллельно им. Ширина полос не превышает 2—3, редко 5 см. Таблички вольфрамита ориентированы в разных направлениях. Приуроченность вольфрамита к контакту можно изредка наблюдать также в случае нахождения в кварце кусков захваченного сланца: вольфрамит нарастает на этих включениях, располагаясь главным образом под углом к линии контакта и редко — параллельно.

В жилах, проходящих в гранитах, вольфрамит распределяется без всякой закономерности, только иногда наблюдается, как и в сланцах, приуроченность богатых гнезд к местам ответвления апофиз.

Каких-либо изменений в вольфрамите, взятом из подземных выработок, макроскопически не наблюдалось. Точно также не были они обнаружены и химанализами. На самой же поверхности месторождения в осыпях и в выбросах из канав процессы разрушения вольфрамита иногда наблюдаются очень отчетливо. Этот процесс идет следующим образом: на поверх-

ности вольфрамита появляется черный землистый налет, минерал теряет свой блеск, делается матовым, совершенно черным или, наоборот, несколько светлеет, местами становится как бы пористым. Такой вольфрамит вследствие своей хрупкости легко выкрашивается, способствуя образованию в кварце пустот. Стенки пустот часто неровные, ребристые, вследствие присутствия тончайших прожилков кварца, секущих вольфрамит по плоскостям спайности. В некоторых штуфах на ряду с почти свежими кристаллами вольфрамита имеются и наполовину разрушенные. Анализ такого измененного вольфрамита (из жилы № 8 в канаве № 9), произведенный Иркутской



Фиг. 8. Раздробленный вольфрамит в кварце.

химлабораторией Гинзолото, дал такие результаты: WO_3 — 71.2%, MnO — 4.72%, FeO — 16.77%, т. е. примерно то же содержание, что и для неизмененного вольфрамита (Fe, Mn) WO_4.

Резюмируя сказанное, приходим к выводу, что вольфрамит является очень стойким минералом и хотя в единичных случаях констатировано на поверхности механическое его разрушение и частичный переход в вольфрамовую охру, практически это явление совсем ничтожных размеров. Поэтому обеднения жил близ поверхности в зоне окисления или концентрации на некоторой глубине в зоне цементации в месторождении не наблюдается.

Следует еще упомянуть, что анализ двух образцов гранита месторождения дал содержание в них вольфрамовой кислоты в количестве 0.02 и 0.03%. Вероятно, в гранитах вольфрамит содержится в виде спорадической вкрапленности.

Касситерит (?) встречен только в одном случае, на поверхности близ канавы № 8. В куске кварца, содержавшем в довольно большом количестве топаз, имелось скопление нескольких очень мелких зернышек почти черного минерала, напоминающего касситерит, со стеклянным блеском на

редких гранях. Определить минерал более точными способами, в виду его незначительного количества, не удалось.

Пирит на ряду с вольфрамитом является наиболее распространенным из рудных минералов Антоновой горы. Он проходит через все этапы геологической жизни месторождения.

Наиболее ранние образования его — в мусковитовом граните, где он образует довольно постоянную мелкую вкрапленность.

Следующий этап — пиритизация околожильных пород: как в сланцах, так и в гранитах у контакта с жилами наблюдается мелкая вкрапленность, а иногда даже и скопления пирита.

В рудоносных жилах пирит, по сравнению с другими рудными минералами, играет довольно значительную роль. Он образует иногда сравнительно крупные скопления, внутри которых изредка можно наблюдать такие минералы, как берилл, вольфрамит и молибденит. В этих скоплениях пирит крупнокристаллический, в виде более или менее хорошо выраженных кубиков (до 1—1.5 $см^3$) или в виде нарастающих друг на друга, не полностью выраженных кристаллов.

Пространство между отдельными кристаллами иногда заполнено кварцем, так же как и трещины в зернах пирита.

Чаще всего пирит наблюдается скоплениями в форме прожилков мощностью от долей миллиметра до 1—2 см, коротких, соединяющихся между собою, дающих многочисленные тонкие ответвления в кварце, секущих также в виде тонких прожилков кристаллы вольфрамита, берилла и иногда в концевых частях сменяющихся тонкими переплетающимися прожилочками халькопирита и даже висмутового блеска (последний встречался только в нескольких штуфах). Большей частью такие скопления пирита проходят в кварце поблизости от зальбандов, параллельно им, но нередко наблюдаются и в центральной части жил.

Иногда пирит образует скопления в пустотах рудного кварца, выполняя пространство между кристаллами горного хрусталя. Здесь кристаллы его имеют также довольно крупные размеры (до 1 см) и представляют собой комбинацию куба с октаэдром. Обогащение пиритом (и другими сульфидами) наблюдалось по ответвлениям жил, где он отлагается ближе к зальбандам в виде сплошного мелкозернистого аггрегата.

Следующая стадия — это отложение пирита в более низкотемпературных тонких кварцево-сульфидных и кварцево-кальцитовых прожилках. Наконец, последние его порции отлагаются по разного рода трещинам во всех породах месторождения (граниты, сланцы, жильный кварц, грейзен). Здесь пирит или отлагается в виде хорошо ограненных кристаллов или покрывает стенки трещин сплошной тонкой пленкой. В результате подвижек, происходивших уже после отложения пирита, вдоль этих трещин образуются блестящие прекрасно отшлифованные зеркала скольжения.

Пирротин встречается редко. Небольшие зерна его неправильной формы располагаются в кварце обычно обособленно от других рудных минералов, но иногда наблюдается парагенезис его с пиритом, халькопиритом и цинковой обманкой.

Более или менее значительные скопления пирротина редки. В рудных жилах он встречен всего лишь в 2—3 случаях в виде единичных небольших зерен. Остальные находки пирротина приурочены к позднейшим кварцево-сульфидным прожилкам.

Арсенопирит — один из наиболее редких рудных минералов. При проходке подземных выработок (штольня № 1) констатирован в виде скоплений мелких зернышек совместно с пиритом. Кроме того, встречен в выбросах кварца из старых (старательских и кабинетских) канав в виде отдельных мелких зернышек.

Сфалерит в вольфрамоносных жилах встречается сравнительно редко, обычно в ассоциации с пиритом, образуя небольшие неправильной формы скопления мелких зерен. Несколько чаще он наблюдается в апофизах рудных жил, где он или присутствует в виде мелких гнезд или образует более крупные скопления того же типа, как и пирит, т. е. в виде разветвляющихся и пересекающихся коротких прожилков мощностью от долей миллиметра до 2—3 см. В этом случае сфалерит также связан парагенетически с пиритом. Гораздо чаще сфалерит встречается в сульфидных кварцевых и кварцево-кальцитовых прожилках, о которых говорилось выше.

Цвет сфалерита черный, иногда с красновато-бурым оттенком.

Молибденит присутствует в незначительных количествах. Изредка он встречается в кварце рудных жил в виде единичных мелких листочков, чаще же всего — вместе с мелкой светлой слюдкой в форме скоплений, располагающихся вдоль зальбандов жил или в средней их части. Светлая слюда заполняет тонкие трещины в кварце или образует более значительные скопления; молибденит же в виде листочков величиной в 1—2 мм (очень редко до 5 мм), располагается между листочками слюды параллельно последним.

Кроме кварца и слюды молибденит был встречен в виде мелких листочков в скоплении довольно крупных зерен пирита.

В околожильных боковых породах молибденит наблюдался всего лишь в нескольких случаях в виде мелкой, очень редкой рассеянной вкрапленности поблизости от зальбанда жил как в измененных сланцах, так и в грейзене.

Наконец, следует упомянуть, что молибденит был встречен в качестве акцессорного минерала непосредственно в граните и в более значительном количестве — в упоминавшемся ранее пегматоиде.

Висмутовый блеск очень редок и никогда не образует крупных зерен или скоплений. Встречен при проходке выработок по жилам на первом и вто-

ром горизонте, а также на поверхности в районе траншеи № 1 и канав № 21—22.

Отложение висмутового блеска происходило в рудных жилах после выпадения кварца. Он образует в кварце (как и другие сульфиды), тонкие (доли миллиметра), короткие переплетающиеся прожилочки.

Наблюдалось в нескольких случаях, что висмутовый блеск заполнял концевые части прожилочков, выполненных пиритом.

Самородный висмут еще более редок. Был встречен всего в 2—3 случаях в виде небольших зернышек (до 1—2 мм), ассоциирующих с висмутовым блеском. Располагается внутри скоплений последнего.

Халькопирит в рудных жилах содержится в небольших количествах. Обычно наблюдается в форме мелких неправильных зерен или образует тонкие прожилки на продолжении более мощных, пиритовых. Реже в кварце встречаются более значительные его скопления в виде коротких, соединяющихся, неправильной формы прожилков мощностью до 2—3 см с многочисленными короткими тонкими ответвлениями.

Кроме того, халькопирит встречается в кварцево-сульфидных и кварцево-кальцитовых прожилках, где он ассоциирует с пиритом и сфалеритом.

Наконец, в грейзене близ рудных жил халькопирит представлен в виде очень редких зернышек и небольших скоплений.

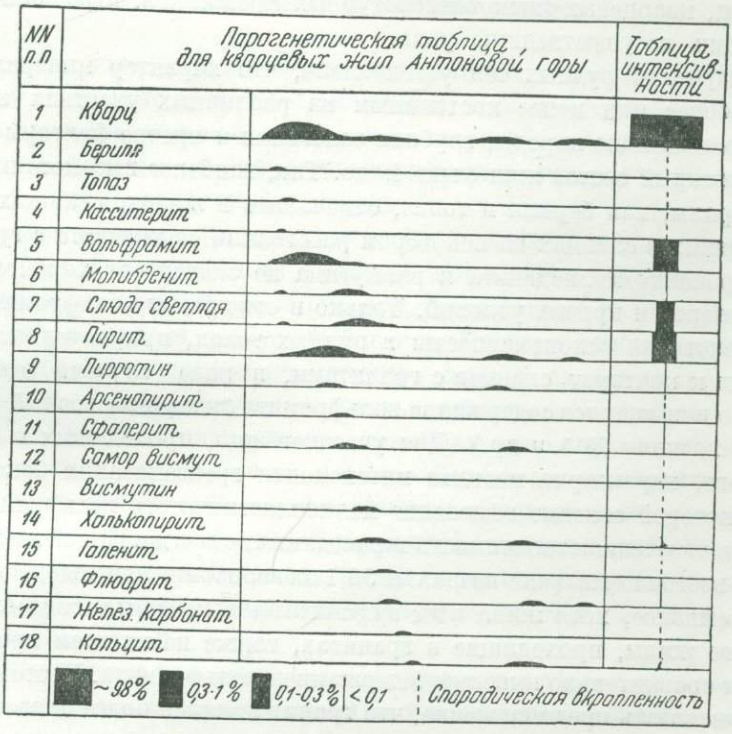
Галенит очень редок. На участке месторождения был констатирован лишь в керне из буровой скважины № 5 на глубине около 80 м в виде мелких зерен по трещинам в сланце. Кроме того была найдена незначительная вкрапленность галенита в кварце вне района разведочных работ, на склоне в падь Сухая Антия.

Ковеллин и *халькозин* — вторичные минералы, представляющие продукт изменения халькопирита в зоне окисления. Так как последний содержится в жилах в незначительном количестве, то и эти минералы редки. Сколько-нибудь значительных зерен или скоплений они не дают и большей частью в виде тонких полосок окаймляют зерна халькопирита или образуют на них пленки.

Охры W, Mo, Mn, Cu, Fe. Образовались в результате окисления перечисленных выше рудных минералов. Встречаются редко и в ничтожных количествах, за исключением окислов железа, которые, проникая по трещинам, наблюдаются повсеместно как в жильном кварце, так и во вмещающих породах. Изучение отдельных минералов, их характера, взаимоотношений границ между отдельными кристаллами, пересечений и замещений приводит к следующим выводам о последовательности выделения минералов (фиг. 9). Первыми выпали из рудоносных растворов берилл и топаз. Вслед за ними начинают кристаллизоваться кварц и вольфрамит. Крупная величина отдельных кристаллов вольфрамита говорит о том, что этот процесс шел в течение значительного периода времени.

Кристаллизация вольфрамита начинается у зальбандов жилы, как в наиболее охлажденной части, но некоторое количество наиболее раннего вольфрамита образовалось и в центральных частях жил.

Кристаллизация кварца шла при очень высоких температурах. Основная масса его кристаллизуется несколько раньше вольфрамита.



Фиг. 9. Парагенетическая таблица для кварцевых жил Антоновой горы.

Следующими идут сульфиды. Последовательность в выделении сульфидов такая: пирит, пирротин, (арсенопирит), сфалерит, молибденит, висмутин, халькопирит, галенит.

Возможно, что часть молибденита относится к более ранней генерации и образовалась ранее кварца: это — молибденит, приуроченный к зальбандам жил и не связанный со слюдой. Но в основном молибденит кристаллизовался несомненно позже кварца и части сульфидов.

Сравнительно позднее выделение висмутового блеска доказывается его расположением в концевых участках тонких переплетающихся жилок пирита, секущих кварц. Как уже упоминалось, светлая слюда (мусковит)

ассоциирует с молибденитом, т. е. она образовалась также после кристаллизации основной массы кварца и вольфрамита.

Наиболее поздними из жильных минералов, выделившихся из рудных растворов, являются флюорит и железистый карбонат.

Дальнейший этап приводит к образованию сравнительно низкотемпературных кварцево-сульфидных, затем кварцево-кальцитово-сульфидных и, наконец, кварцевых низкотемпературных прожилков, играющих на месторождении несущественную роль.

При изучении рудных тел установлено, что характер минерализации остается более или менее постоянным на различных участках месторождения: вмещающие породы, глубина залегания и прочие факторы влияют на вещественный состав жил очень мало. Так, наиболее высокотемпературные минералы, как берилл и топаз, отмечались в жилах, секущих гранит и проходящих в сланцах на некотором расстоянии от контакта с гранитом. Распространение молибденита и висмутина не зависит от характера вмещающих пород и прочих условий. Только в отношении вольфрамита намечается некоторая закономерность: в рудных телах, приуроченных к гранитам или к контакту сланцев с гранитами, в ряде случаев отмечалось несколько повышенное содержание вольфрамита (северо-восточный участок жилы № 2, жила № 1 и др.). Для участков жил, проходящих в граните, кроме того, характерна местами интенсивная грейзенизация боковой породы, с которой связано выделение мелкопластинчатого вольфрамита.

Однако отмеченная зависимость справедлива не всегда. По той же жиле № 2 в северо-восточном штреке из шахты № 1 на горизонте 56 м содержание WO_3 довольно низкое, хотя жила идет в граните близ контакта его со сланцами.

Другие жилы, проходящие в гранитах, также не на всем протяжении обладают сравнительно высоким содержанием вольфрамита. Поэтому можно только высказать предположение, что гранит являлся более благоприятной средой, в которой местами происходило некоторое обогащение вольфрамитом. Вопрос же о степени концентрации последнего в различных условиях подлежит дальнейшему уточнению.

По имеющимся в настоящее время данным в отношении пирита и более поздних сульфидов можно сказать, что вмещающие породы и глубина на их распространение влияния не оказывают.

О характере минерализации на более глубоких горизонтах некоторое представление дают буровые скважины. Данные, полученные при бурении скважин, показывают, что до глубины 150—160 м вещественный состав жил особых изменений не претерпевает. Вольфрамит буровыми скважинами был встречен на глубине 100 м, причем в керне в нескольких случаях он содержался не только в виде единичных кристаллов, но и небольших скоплений. На глубине свыше 100 м было всего несколько подсечений жил буровыми скважинами, причем вольфрамит встречен не был.

ОКОЛОЖИЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

В контакте с высокотемпературными кварцевыми вольфрамоносными жилами вмещающие породы испытывают изменения, степень которых обусловлена, главным образом, характером самой породы и иногда мощностью жилы.

Околожильные изменения сланцев

Процессы околожильного изменения сланцев, с достаточной полнотой описанные С. А. Докторовичем-Гребницким, выражаются в привносе кремнезема, в новообразовании светлой слюды, пирита и небольшого количества флюорита, в замещении ранее существовавших минералов (в частности биотита) и перекристаллизации кварца.

Наиболее часто встречающиеся изменения сводятся к тому, что на расстоянии 0.5—0.6 м от контакта в сланцах появляются обильные образования ситовидного изорванного мусковита, содержащего включения мелких зерен кварца и изредка — остатки биотита. По мере приближения к контакту в породе увеличивается количество светлой слюды и новообразований кварца, распределяющегося частью единичными зернами, большей же частью небольшими скоплениями, принимающими характер прожилков. Основная мелкозернистая масса сланцев благодаря перекристаллизации кварца приобретает роговиковую структуру. Одновременно с окварцеванием и обогащением светлой слюдой сланцы в контакте с жилой обогащаются также пиритом, развивающимся в виде отдельных вкрапленников или в виде прожилков. Зона изменения сланцев не широкая, обычно 0.2—0.3 м, и редко доходит до 0.6—0.7 м.

Более интенсивное изменение сланцев приводит к образованию кварцево-слюдяного грейзена, в котором кварц и светлая слюда являются преобладающими минералами. Помимо этих минералов в породе встречаются пирит в виде мелкой, местами весьма обильной вкрапленности, едва различимой невооруженным глазом, редкие мелкие зерна флюорита и вольфрамита. Мощность кварцево-слюдяного грейзена не превышает 20 см.

Наконец, в непосредственном контакте сланцев с кварцевыми жилами иногда образуются почти чисто слюдяные грейзены, представленные аггрегатами мелкочешуйчатой (до 1 мм) светлой слюдки и редкими мелкими зернышками кварца. Слюдяные грейзены прослеживаются вдоль жил на небольшом расстоянии, и, видимо, образуют небольшие линзовидные участки. Мощность слюдяных грейзенов не превышает 7—8 см. В слюдяных грейзенах также очень редко встречаются вкрапления мелкопластинчатого вольфрамита.

Раздробленность сланцев вдоль жильных трещин создавала благоприятные условия для отложения по сети мелких трещинок тонких кварцевых прожилков, содержащих пирит и иногда флюорит.

Здесь уместно отметить, что пирит, отлагавшийся на стенках трещин сланцев в виде тонких пленок и примазок, не связан с околожильным процессом, а является более поздним образованием по сравнению с пиритом, отлагавшимся в виде отдельных хорошо выраженных кубиков в сланцах. Доказательством этому служит то, что эти пленки присутствуют во всех без исключения породах, в том числе и в кварцевых и кварцево-кальцитовых жилах.

Околожильные изменения гранита

Околожильные изменения гранита сводятся в основном к замещению полевых шпатов и биотита мусковитом и кварцем, т. е. к грейзенизации.

У самого контакта с жилой грейзен состоит почти исключительно из мелкой (до 2—4 мм) светлой слюды с изредка встречающимися отдельными зернышками кварца. Листочки слюды расположены без всякой закономерности. Гранит изменен совершенно, и следов прежней его структуры не осталось. Кроме слюды и кварца, здесь в виде спорадической вкрапленности встречены следующие минералы: берилл, образующий небольшие скопления мелких, столбчатых, почти бесцветных кристалликов, флюорит в виде редких мелких зерен бледнофиолетового цвета и вольфрамит, располагающийся поблизости от зальбанда в форме скоплений мелких табличек. Мощность зоны слюдяного грейзена небольшая — от 1 до 5—6 см; встречается грейзен сравнительно редко.

Значительно более обычно образование в контакте рудных жил с гранитами кварцево-слюдяного грейзена. Соотношение между слюдой и кварцем в последнем непостоянное. На отдельных участках они содержатся в равных количествах, изредка преобладает слюда, но большей частью доминирует кварц. Величина зерен как кварца, так и слюды небольшая, 2—3 мм. Форма зерен кварца, обычно довольно темного, неправильная. Слюда светлая, серебристая, иногда желтоватая или зеленоватая, имеет форму табличек, разбросанных отдельно или образующих скопления. В расположении их большей частью нет никакой закономерности, лишь изредка можно наблюдать, что листочки слюды располагаются радиально, образуя звездочки, или же слабо намечается их ориентировка в одном направлении— перпендикулярно к зальбанду жилы.

В грейзене этого типа, кроме кварца и слюды, встречаются пирит, халькопирит, вольфрамит, берилл, редкие зерна флюорита. Берилл встречен в виде очень редких скоплений радиально расположенных игольчатых кристаллов. Вольфрамит образует скопления большей частью около самого контакта с жилой (до 2—4 см от линии контакта), иногда располагаясь полосой вдоль зальбанда. Включения вольфрамита встречаются в виде мелких табличек, редко превышающих в длину 0.5 см. В некоторых случаях вольфрамит образует довольно значительные гнезда в грейзене и на боль-

шем расстоянии от зальбанда (до 20—30 см). Сравнительно часто в грейзене встречается пирит, образующий как мелкую рассеянную вкрапленность, так и довольно крупные скопления.

Относительно двух последних минералов, вольфрамита и пирита, надо сказать, что наибольшая концентрация их в грейзене наблюдается в местах развития тонких кварцевых прожилков или скоплений кварца. Подобные кварцевые обособления встречаются в кварцево-слюдяном грейзене иногда в довольно значительном количестве, благодаря чему в отдельных случаях затушевывается граница между жильным выполнением и измененной боковой породой. Кварцево-слюдяной грейзен также представляет собой продукт полной переработки гранита: ни макроскопически, ни под микроскопом нельзя заметить следов прежней структуры.

По мере удаления от жилы степень воздействия рудоносных растворов на гранит ослабевает. Кварцево-слюдяной грейзен сменяется частично грейзенизованным гранитом, в котором можно наблюдать незамещенные остатки полевых шпатов. Далее следует каолинизированный гранит, легко поддающийся выветриванию и разрушению, и, наконец, неизмененный гранит. Граница между грейзеном и слабо измененным гранитом нерезкая. Почти во всех случаях наблюдается постепенный переход от грейзена к слабо измененному граниту. Мощность отдельных зон измененного гранита не является постоянной. Для грейзена она определяется в пределах от 0 до 1 м, для грейзенизованного гранита — от 0.1 до 4—5 м и для каолинизированного гранита — от 0 до 2 м.

Нужно отметить, что на отдельных участках жил зоны каолинизированного гранита и грейзена приведенного разреза выпадают и наблюдается переход от кварца жилы непосредственно к грейзенизованному граниту или от грейзена и грейзенизованного гранита — к обычному граниту.

При пересечении гранита низкотемпературными кварцевыми прожилками явлений грейзенизации не наблюдается. В этом случае гранит или совершенно не изменяется, или же наблюдается слабое окварцевание его, причем среди окварцеванных участков находятся участки гранита с неизмененными полевыми шпатами. Для выяснения химизма процессов грейзенизации обратимся к приводимому ниже анализу типичного кварцево-слюдяного грейзена (анализ произведен Иркутской лабораторией Гинзолото).

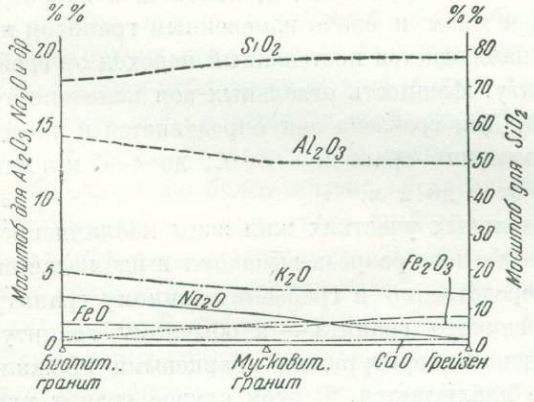
SiO_2	77.50	Zn	0.04	Na_2O	0.15
Fe_2O_3	1.45	Sn	нет	Li_2O	есть
Al_2O_3	12.24	MoO_3	»	CO_2	нет
FeO	1.93	BeO	»	P_2O_5	0.06
CaO	0.38	TiO_2	0.04	$H_2O^{-105°}$	0.34
MgO	0.40	MnO	0.04	$H_2O^{+105°}$	0.19
S	1.12	F	0.05		
Cu	0.04	K_2O	3.38		

Сопоставление данных анализа грейзена с анализами биотитового и мусковитового гранитов позволяет составить приведенную ниже диаграмму, характеризующую изменение состава гранитов под воздействием рудоносных растворов (фиг. 10).

Обращаясь к диаграмме, мы видим, что околожильные изменения сопровождаются ярко выраженными явлениями выноса и привноса. Наиболее существенное значение имеет вынос щелочей, среди которых почти нацело выносится Na_2O, в меньшей мере — K_2O. В незначительной степени имеет место вынос CaO и Al_2O_3. Привносятся SiO_2, S и рудные элементы.

ПРИРОДА ЖИЛЬНЫХ ТРЕЩИН И РУДНАЯ ТЕКТОНИКА

По данным проходки подземных и поверхностных разведочных выработок и на основании изучения весьма немногочисленных естественных обнажений коренных пород (гранитов) установлено, что трещиноватость пород, слагающих Антоновогорское м-ние, наиболее хорошо выражена в двух направлениях: северо-восточном и северо-западном. Этими же работами доказано, что простирание жильных образований месторождения совпадает с направлением преобладающей трещиноватости вмещающих пород. Вместе с тем данные геологического картирования Кукульбейского рудного района показывают, что северо-восточному простиранию также подчинено общее направление складчатости осадочных пород и выходов интрузивных тел.



Фиг. 10. Вариационная диаграмма.

Учитывая вышеизложенное, а также такие факты, как значительная протяженность по простиранию и на глубину рудных жил, пересечение одной и той же жилой как гранитов, так и сланцев, наличие вдоль рудных жил подвижек сбросового характера, имеется основание утверждать, что образование как трещиноватости вмещающих пород, так и жильных трещин обусловлено одними и теми же причинами — внешним (горообразовательным) давлением.

О. Д. Левицким, дающим в своей капитальной работе (Левицкий, 1937) всестороннее описание вольфрамовых месторождений Восточного Забайкалья, установлено, что «трещиноватость гранита, совпадающая по направлению с простиранием складок окружающих свит, объединяет закрытые трещины, лишенные жильных выполнений (трещины сжатия. — *А. А.*).

В то же время трещины, перпендикулярные первым, следовательно, параллельные боковому давлению, являются открытыми (трещины раскалывания. — *А. А.*) и нередко содержат рудные и безрудные кварцевые жилы». Им же указывается, что в образовании типичных жильных трещин значительную роль играли многократно возобновлявшиеся перемещения блоков вмещающих пород вдоль трещин, наметившихся в результате раскалывания.

Хотя из-за слабой обнаженности пород и их однородности и отсутствуют данные о залегании осадочной толщи на участке месторождения, являющиеся решающими для выяснения вопроса о приуроченности рудных жил к той или иной системе трещин, и несмотря на то, что на соседнем Арбуйском м-нии большая часть рудных жил имеет северо-западное простирание, рудные жилы Антоновой горы все же следует рассматривать как тела, приуроченные к трещинам раскалывания. Различие в простирании жил Антоновой горы и Арбуя, видимо, следует объяснять различным направлением давления и складчатости на этих участках. Такое предположение подтверждается геологическими исследованиями Ю. П. Деньгина.

Последний в своей работе (Деньгин, 1931) отмечает, что «так как отдельные единицы складчатого комплекса представляются в усложненном виде вследствие обилия вторичных складочек, то возможно ожидать для отдельных участков района направлений, не увязывающихся с общей картиной». Касаясь характеристики западной половины планшета (района селения Б. Соктуй), он пишет, что здесь мы «уже встречаем господствующее северо-западное простирание во всех свитах, опять-таки с широким развитием вторичных складочек. Последнее, вместе с наличием складок с зажатыми вертикально стоящими ядрами их, наводит на мысль о возможном существовании напряжений, создававших простирание на северо-запад — юго-восток».

Характер минерализации трещин разных направлений на Антоновой горе различен. Трещины северо-западного простирания с падением к юго-западу или северо-востоку выполнены или дайками гранита, секущими сланцы, или дайками аплита, секущими как сланцы, так и граниты. Кварцевых жил, приуроченных к трещинам этого направления, на месторождении не встречено. Трещины северо-восточного направления, «разработанные» в результате подвижек вдоль них блоков пород, выполнены кварцевыми вольфрамоносными жилами. Трещины ориентированы в двух хорошо выраженных направлениях: СВ 45—60° и СВ 15—30°. К первому из них приурочено преобладающее количество рудных жил месторождения, ко второму — жилы № 4, 5, 26 и некоторые другие. Рудные жилы секут дайки гранита и аплита. Амплитуда смещения незначительна — до 1 м.

Подвижки вдоль трещин северо-восточного направления происходили не только в доминерализационный период, но продолжались и после образования рудных жил. Об этом свидетельствуют наблюдающиеся зеркала скольжения как у зальбандов жил, так и в центральных их частях, раздро-

бленность кварца, а также отложение вдоль зальбандов жил более позднего гребенчатого кварца с флюоритом. Характерно, что подвижки наиболее хорошо проявляются по трещинам, имеющим простирание СВ 45—60°. Этим обусловлено смещение рудных жил, приуроченных к трещинам направления СВ 15—30°. Такое смещение отчетливо наблюдается в штольне № 1, где жила № 26, образовавшаяся, повидимому, одновременно с жилой № 1, сбрасывается по направлению простирания жилы № 1.

Амплитуда подвижек, происходивших как по падению жил, так и в горизонтальном направлении, незначительна — в пределах 1 м.

Наиболее поздние трещины, сбрасывающие рудные жилы, имеют северо-западное простирание при падении СВ$\angle$65°. Образование трещин сопровождалось раздроблением пород. Мощность зоны раздробления, представленной обломочным материалом, местами сцементированным низкотемпературным гребенчатым и халцедоновидным кварцем, около 1 м. Горизонтальная составляющая смещений вдоль этих трещин невелика — около 1 м, реже — несколько метров. Амплитуда смещений по вертикали не установлена, но, повидимому, она значительно больше.

Обобщая сказанное, можно наметить такую последовательность в образовании жильных трещин и их минерализации (табл. 4).

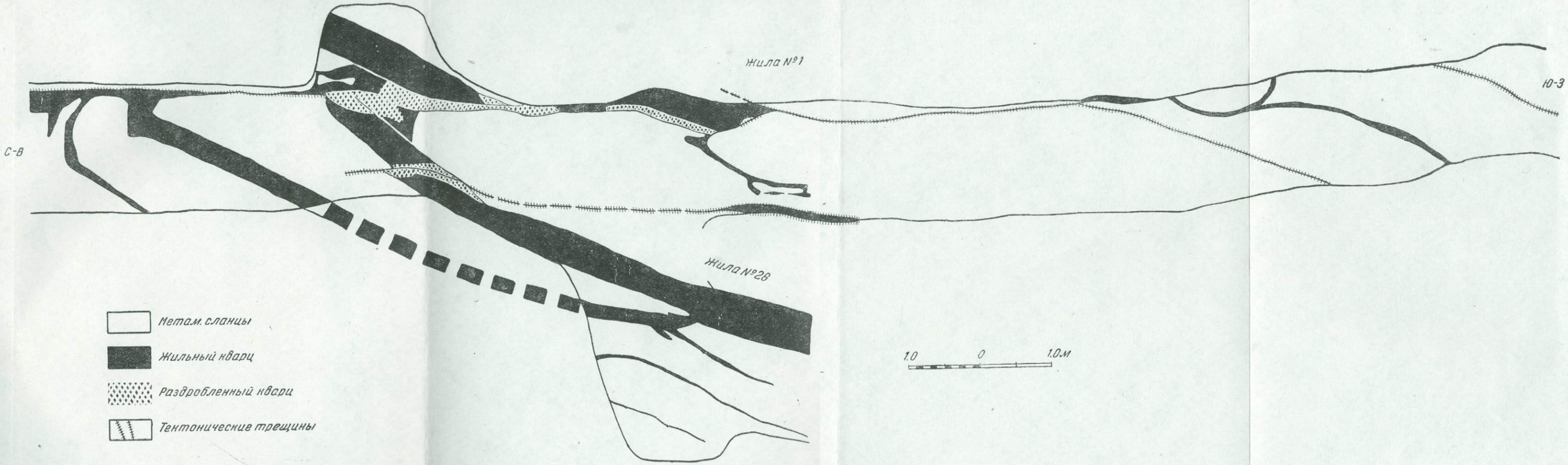
Таблица 4

№ по пор.	Системы трещин	Характер минерализации
1	Трещины северо-западного простирания	Дайки гранита и аплита
2	Трещины северо-восточного простирания (СВ 45—60° и СВ 15—30°)	Кварцевые вольфрамоносные жилы
3	Повторные подвижки вдоль трещин северо-восточного направления, сопровождавшиеся раздроблением кварца рудных жил и смещением рудных жил простирания СВ 15—30°	Кварцево-сульфидные и кварцево-кальцитовые прожилки. Гребенчатый кварц с флюоритом. Халцедоновидный кварц.
4	Трещины северо-западного простирания	Гребенчатый и халцедоновидный кварц, цементирующий брекчию сланцев, гранитов и кварца рудных жил.

VI. ГЕНЕЗИС МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Источник оруденения

Уже М. М. Тетяевым (1918) и С. А. Докторовичем-Гребницким (1921), давшими в своих работах первое наиболее полное описание вольфрамовых месторождений Восточного Забайкалья, с достаточной отчетливостью была установлена связь вольфрамовых месторождений с гранитными интрузиями района. Большая часть пунктов вольфрамового оруденения северо-восточ-



Зарисовка кровли штольни № 1 в месте пересечения жил № 1 и 26.

ной части Кукульбейского хребта связана генетически с Олдандинским гранитным массивом. Антоновогорский же гранит, представляющий, видимо, часть того же массива, явился источником оруденения для небольшой группы месторождений, расположенных в западной части района.

Как говорилось выше, этот гранит отличается от Олдандинского главным образом структурой: тогда как последний характеризуется крупнозернистым сложением и порфировидной структурой, Антоновогорский представлен мелкозернистой разностью.

Форма Антоновогорского гранита не изучена. Выход его на поверхность имеет вид полосы, вытянутой с юго-запада на северо-восток на протяжении около 6 км при средней ширине в 1 км (от 0.4 до 1.5 км). Северо-западный контакт его со сланцами падает к северо-западу, причем на участке языкообразного выступа сланцев, в пределах развития разведочных выработок, падение очень пологое, в остальной же части, возможно, более крутое (см. например разрез по линии IV через буровую скважину № 10, фиг. 3).

Направление падения юго-восточного контакта этого гранита со сланцами и угол наклона не известны, и здесь возможны два предположения. Первое сводится к тому, что Антоновогорский гранит также довольно полого уходит под сланцы к юго-востоку и соединяется с Олдандинским гранитом, прикрываясь узкой и небольшой по мощности полосой сланца. Второе предположение состоит в том, что мы имеем здесь дело с дайкообразным телом, падающим к юго-западу и имеющим тесную связь на глубине с Олдандинским гранитом. Некоторым подтверждением такого предположения служит резко различная структура гранитов по обе стороны узкой сланцевой полосы, их разделяющей, сохранение в основном структуры на всем протяжении Антоновогорского гранита и сама форма выхода его на поверхность.

Контакт Антоновогорского гранита с Олдандинским с достаточной отчетливостью установлен не был, благодаря тому, что он проходит по затаеженной, задернованной, пониженной части местности, представляющей верховье одного из отпадков Сырой Антии, так что вопрос о форме Антоновогорского гранита пока остается открытым.

ХАРАКТЕР РАСТВОРОВ

Вопросы генетической классификации жил района и отнесения их к тому или иному типу освещены в литературе в работах Тетяева (1918), Докторовича-Гребницкого (1921) и др.

В последние годы много работал над изучением вольфрамовых месторождений Забайкалья О. Д. Левицкий. В вопросе генезиса их он приходит к выводу, что рудные растворы, которые он называет магматическими, представляли собой высоко концентрированные, иногда насыщенные минерализаторами, легко подвижные продукты далеко зашедшей дифференциации гранитного расплава.

Остановимся на тех фактах и соображениях, которые могут дать нам понятие о характере растворов и физико-химических условиях кристаллизации. Прежде всего рудоносные растворы представляли собой высоко концентрированные кремнекислые растворы, очень простые по химическому составу. В основном они состояли из кремнекислоты со значительным содержанием воды. Из металлов в них в более или менее заметных количествах присутствовали W и Fe, остальные металлы содержались совсем в ничтожных количествах. Эти металлы следующие: Mo, Bi, As, Mn, Zn, Cu, Pb, Ca, а также Al и K, причем возможно, что последние два в основном получились путем извлечения из боковых пород.

Кроме перечисленных элементов, в рудных растворах в небольших количествах присутствовали игравшие роль минерализаторов легкоподвижные соединения F, Be и в значительно большей концентрации — S.

О сравнительно большом содержании H_2O в растворах можно судить по интенсивной грейзенизации боковых пород, особенно близ жил, проходящих в гранитах.

Характер изменения осадочных пород говорит о том, что изменения в них были обусловлены главным образом перекристаллизацией имевшихся компонентов, более значительным привносом HO и H_2O, легко выделявшихся из рудных растворов, и сравнительно слабым привносом SiO_2.

В гранитах картина несколько иная. В результате того, что граниты значительно легче, чем сланцы, поддавались воздействию рудных растворов, здесь получается более значительное по сравнению со сланцами проникновение кремнезема в боковую породу и метасоматическое замещение ее минералов кварцем и светлой слюдой. В результате метасоматоза происходило некоторое (очень слабое) изменение первоначального состава рудных растворов. Так, возможно, за счет экстрагирования вещества из вмещающих пород произошло образование топаза и мусковита.

Благодаря высокой концентрации SiO_2 растворы обладали большой плотностью. Об этом могут свидетельствовать небольшие ксенолиты сланцев, «взвешенные» в кварце, и отдельные зерна и кристаллы вольфрамита, частично кристаллизовавшегося ранее кварца: последние, располагаясь не только у зальбандов, а и в центральной части жил, также были взвешены в рудном растворе, несмотря на бесспорно больший удельный вес.

Возможно, что растворы выполняли только более значительные трещины, не проникая в слабо выраженные. Этим объясняется появление

пережимов в жилах, проходящих в сланцах (жила № 1) и замена на отдельных участках в гранитах хорошо выраженных кварцевых жил грейзеном (жила № 8), так как в трещины проникали только газообразные продукты, выделявшиеся из растворов, сами же растворы выдавливались лишь в очень незначительных количествах.

Внедрение растворов происходило под высоким давлением. Об этом говорят местами многочисленные (в сланцах) короткие апофизы, почти перпендикулярные к зальбандам, отторженцы боковых пород и проч. Роль внутреннего давления особенно ярко выражена в сланцах, где нет ступевывания его явлениями метасоматоза.

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что кристаллизация происходила в спокойной среде. Особенно хорошо это наблюдается на наиболее ранних кристаллах. Так, например, встречаются разбитые кристаллы, части которых сдвинуты на небольшие расстояния друг от друга. Иногда такие осколочки имеют совсем незначительные (до микроскопических) размеры. Они взвешены в кварце и настолько близки к материнскому кристаллу, что по очертаниям можно определить, от какого места они оторваны. Затем взвешенные удлиненные кристаллы вольфрамита или столбики берилла никогда не проявляют тенденции к расположению, параллельному направлению движения растворов. Это приводит к мысли о том, что или циркуляция растворов происходила чрезвычайно медленно или, что более вероятно, сначала под огромным давлением произошло быстрое внедрение рудных растворов, а потом началась медленная кристаллизация, которой предшествовало выделение из растворов воды и проникновение ее в боковые породы.

Такой способ заполнения жильных трещин в соединении с несложным составом растворов и сравнительно большой их плотностью мог обусловить более или менее одинаковый минералогический химический состав в жилах на разной глубине и в разных вмещающих породах.

О температуре, которую имели рудоносные растворы, достаточно убедительно говорит минералогический состав жил. Здесь имеются такие минералы как вольфрамит, молибденит, топаз, берилл, температурный интервал которых находится в пределах 500—400°.

Исходя из всего сказанного, можно сделать вывод, что рудоносные растворы образовались из кислой гранитной магмы в результате дифференциации и отщепления кремнекислых растворов, содержавших в себе много воды, некоторое количество минерализаторов и в значительной мере сконцентрировавших в себе содержавшиеся в материнской магме редкие металлы, главным образом W и отчасти Mo.

ЛИТЕРАТУРА

Аниskович А. А. Разведка вольфрамитов Забайкалья в 1926 г. Минеральное сырье. № 9, стр. 541, 1927.

Деньгин Ю. П. Вольфрам. Обз. мин. рес., изд. Геолкома, вып. 12, 1927.

Деньгин Ю. П. Геологические исследования в Восточном Забайкалье в 1927 г. Матер. по геологии Вост. Заб., Тр. ГГРУ, вып. 37, 1931.

Докторович-Гребницкий С. А. Вольфрамовые месторождения Кукульбея. Матер. по общ. и прикл. геол., вып. 38, 1921.

Левицкий О. Д. Вольфрамовые месторождения Забайкалья. Изд. Акад. Наук, 1937 (печатается).

Тетяев М. М. Вольфрамовые и оловянные месторождения Онон-Борзинского района Забайкальской области. Матер. по общ. и прикл. геол., вып. 32, 1918.

И. С. ЦЕЙКЛИН

КОЛЫВАНСКОЕ ВОЛЬФРАМОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

I. ВВЕДЕНИЕ

Колыванское вольфрамовое месторождение находится в Юго-западном Алтае, в административных границах Змеиногорского района Западно-сибирского края. В 4—5 км на север от него расположено с. Колывань, а в 35 км на северо-запад районный центр — с. Змеиногорск. От ближайшей ст. Поспелиха б. Алтайской ж. д. оно отстоит на 90 км и связано с ней удобной для гужевого и автотранспорта дорогой.

Месторождение расположено на вершине одного из северных отрогов горы Синюхи, вытянутого здесь в виде узкого гребня в меридиональном направлении. В 0.5 км от северной границы рудного участка этот гребень поперек простирания прорезается р. Локтевкой, до этого протекающей вдоль восточного склона рудной горы. Река эта в летнее время не многоводна и дебит ее, как и всех типичных горных речек, зависит от атмосферных осадков.

Орографически окрестности месторождения представляют собой слабо расчлененную гористую местность, проявляющуюся здесь в рельефе в виде гряд, гребней и сопок, над которыми значительно возвышается гора Синюха с ее многочисленными отрогами. Так как этот район является частью предгорья Западного Алтая, то здесь вообще не имеется значительных высот, за исключением горы Синюхи, имеющей абсолютную отметку в 1 200 м. У остальных окрестных возвышенностей высота колеблется от 500 до 650 м, причем наивысший пункт месторождения имеет отметку 706 м, а низший — 520 м. Все эти возвышенности залесены, причем к северу от месторождения располагается сосновый бор, на юг же от него горы покрыты лесными массивами, преимущественно пихтовыми, а также осиновыми и березовыми. Кроме того в ближайшем соседстве с месторождением находятся торфяные болота — возможный источник топлива.

В период 1930—1933 гг. Колыванское м-ние являлось объектом интенсивной разведки. Первоначально исследовательские работы здесь выполнялись партией, организованной НИГРИМ (Ленинград), под руководством инж. И. Л. Лурье. Впоследствии, в связи с районированием геолого-

разведочной службы, дальнейшая разведка месторождения с 1931 г. была передана Западно-сибирскому геолого-разведочному тресту (ЗСГРТ), партией которого она и была закончена. В этот период почти непрерывно руководство работами осуществлялось автором.

В течение этих лет на рудном участке были проведены значительные по объему разнообразные разведочные работы, характер которых заключался в следующем: 1) вскрытие и прослеживание кварцевых жил на поверхности поперечными канавами и расчистками; 2) прослеживание некоторой части жил подземными выработками, в основном на глубине 30 м и частично — 13 и 50 м от поверхностного выхода; 3) колонковое бурение до глубины 100 м по вертикали под жилы, прослеживаемые подземными выработками; 4) опробование старых отвалов, оставшихся от разработки рудника; 5) шурфовка падей с целью установления вольфрамоносности россыпей; 6) опробование всего наличия жил как на поверхности, так и в подземных выработках методом валовых проб; 7) геологическое картирование рудного участка.

Кроме этого для проведения исследовательских работ по обогатимости руд месторождения было отобрано соответствующее количество технических проб.

Приведенный масштаб разведки позволил выяснить основные черты вольфрамоносности месторождения.

II. ИСТОРИЧЕСКИЙ ОЧЕРК И ОБЗОР ПРЕДШЕСТВОВАВШИХ ИССЛЕДОВАНИЙ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Колыванское (Демидовское) м-ние первоначально было открыто как медное в 1723 г. рудоискательской партией Демидова. Здесь в 1726 г. на р. Локтевке был построен первый медеплавильный завод, который позднее в 1728 г. был перенесен на р. Белую, приток р. Локтевки, на место нынешней Колыванской шлифовальной фабрики (Гуляев и Ивачев, 1902). Открытием этого рудника и завода было положено начало горной деятельности Демидова в б. Колывано-Воскресенском округе, а вместе с этим и вообще на Алтае.

Начатая разработка рудника окончилась в 1732 г. В дальнейшем в 1790—1793 гг. и 1823—1824 гг. б. Кабинетом в нем вновь возобновлялись добычные работы, но они носили в основном разведочный характер, так как в течение этих лет сосредоточивались главным образом на расчистке прежних выработок и, отчасти, на проходке новых. Эти разработки производились исключительно в центральной части месторождения, в частности в районе теперешних жил № 10 и 12, где еще до сих пор сохранился громадный открытый разнос. В настоящее время выработки эти обрушились, завалились породой и частично затоплены водой. Судя по архивным данным (Митро-

польский и Паренаго) горные работы охватывали: 1) открытый карьер у наклонной шахты, в почве которого пройдена шахта небольшой глубины; 2) наклонную шахту № 1 (Демидовская) глубиной 12 м, из конца которой был пройден на юг штрек длиной 13 м и от него на запад три орта; здесь же в почве штрека был пройден гезенк неизвестной глубины с ортами; 3) шахту № 2, глубиною около 20 м, от которой на запад, восток и юг проходились для добычи медных руд орты; 4) небольшую наклонную штольню и 5) один мелкий открытый разнос. В 200 м на юг от этой группы выработок имеется еще один шурф, глубиной 10—15 м.

Вообще же старинные горные работы не спускались ниже 20—25 м, так как выработки партии на горизонте 30 м нигде не встречали следов таковых.

Большинство старых выработок было заложено на тектонических трещинах или в местах интенсивной трещиноватости пород, где в силу естественных условий образовалась максимальная концентрация окисных медных соединений, дающих легкоплавкую и высокопроцентную медную руду.

Работы на руднике были прекращены за убогостью медных руд. Количество добытой здесь руды и полученной меди в период 1790—1824 гг. приведено в табл. 1.

Таблица 1

Добыча руды и выплавка меди в 1790—1824 гг. [1]

Годы разработки	Добыто несортированной руды в т	В разбор поступило в т	Получено сортирован. руды в т	Меди	
				%	Всего в т
1790—1793	278.30	274.70	254.00	—	—
На заводы поступило	—	—	194.30	5.90	11.60
1794	1.48	3.50	1.56	7.50	0.12
1822	20.16	20.16	11.90	5.18	0.79
1823	31.90	31.90	17.65	7.17	1.34

Сведения о добыче за 1726—1732 гг., когда рудник принадлежал Демидову, отсутствуют, но вряд ли таковая была больше, чем за 1790—1793 гг.

Геологическая исследованность месторождения имеет также свою раннюю историю (Обручев, 1931—1934). Первые литературные сведения о руднике появились у Гмелина в его работе, изданной в Париже в 1757 г. Позднее, в 1788 г., более полно его описывает как меднорудное месторождение

[1] В пересчете с пудов на тонны.

Ренованц (1792), который при этом упоминает о находящемся в кварцевой жиле черном шестоватом шерле. Судя по характеру залегания, это указание относится именно к шестоватым неделимым вольфрамита, наблюдаемым в настоящее время в кварцевой жиле, вскрытой в большем карьере.

В дальнейшем в ряде заметок и общих описаний по Алтаю у различных авторов (Обручев, 1931—1934) Колыванский рудник упоминается также как меднорудный, причем эти описания даются большей частью в сжатой форме и иногда носят компилятивный характер, и только впервые в 1869 г. Бек и Тейх (1869) опубликовывают свои исследования о результатах химического анализа вольфрамита.

С этих пор рудник снова привлекает к себе внимание, и в литературе появляются описания, освещающие в той или иной форме новооткрытие (Богданов, 1911; Вернадский, 1911; Еремеев, 1894; Купффер, 1911; Мейстер, 1920; Реутовский, 1905). Из них заслуживает внимания монография Пилипенко (1915), некоторая часть которой посвящена подробной геолого-минералогической характеристике месторождения.

В 1917 г. б. Геологическим комитетом на Колыванское м-пие была послана специальная разведочная партия под общим руководством В. К. Котульского, проводившего в то время обследование алтайских месторождений. По опубликованным данным (Котульский, 1918), работа здесь свелась к опробованию элювия, кварцевых жил, а также старых отвалов. Из полученных 59 шлиховых проб был сделан вывод, что элювия, годного для разработки, в месторождении не имеется. Для опробованных с поверхностных выходов кварцевых жил и по данным 4 шурфов, пробитых в отвалах, содержание вольфрамовой кислоты высокое.

Коренные месторождения, согласно этому отчету, генетически и пространственно связаны с полосой кварцевых порфиров, частично метаморфизованных и измятых. Остальная часть горы сложена гранитами, местами принимающими порфировое сложение, местами переходящими в диориты. Для месторождения характерны небольшая мощность жил, их быстрое выклинивание, способность разбиваться на ряд мелких жилок и снова собираться в одну жилу, но в целом оно заслуживает внимания и выходит за пределы чисто минералогического интереса.

В последующие годы, одновременно с производимой б. Геологическим комитетом общей геологической съемкой Алтая, месторождение было осмотрено геологами И. Ф. Григорьевым и Н. А. Елисеевым. В опубликованной статье Н. А. Елисеев (1932), не прибавляя к ранее известным новых данных о минералогии месторождения, генетически связывает его с интрузией порфировидных биотитовых гранитов, более молодых по возрасту, чем граноциориты, диориты и др., отнесенные им к так называемому змеиногорскому комплексу. Месторождение, по мнению автора, приурочено к «краевой фации» порфировидного гранита — к гранит-порфирам у контакта их

с более древним гранодиоритом. И. Ф. Григорьев (1934) генетически связывает Алтайские месторождения редких металлов с интрузиями гранитов, застывших в спокойной тектонической обстановке, независимо от их возраста. Собственно Колыванское м-ние приурочено к дайке микрогранита и гранофира.

В. П. Нехорошев (1927, 1934), связывая с кислыми дифференциатами (порфиры) гранитной интрузии полиметаллическое оруденение рудного Алтая, месторождения которого расположены в грабене, считает, что в крыльях его эрозией обнажены более глубокие зоны вольфрамового оруденения, примером которых являются Калбинские, Колыванское и др. м-ния.

Перечисленными работами собственно и ограничиваются сведения о месторождении за последние годы, кроме еще нескольких статей, носящих компилятивный, иногда искаженный (Трофимов, 1934) против первоисточников характер, обзора которых я не касаюсь.

III. ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК РАЙОНА

По принятой картографической номенклатуре 2-верстной топографической съемки Алтая Колыванское м-ние находится в пределах планшета XIII-4. Геологические исследования на площади этого листа были проведены геологами И. Ф. Григорьевым и Н. А. Елисеевым, но так как результаты этих работ не опубликованы, то помещаемое ниже краткое описание является необходимым для общего знакомства с геологией района. Материалами для этого послужили копия с полевой геологической карты листа XIII-4 вышеуказанных геологов и, частично, наблюдения автора.

В пределах планшета главное развитие имеют изверженные и метаморфические породы при незначительном участии пород осадочного комплекса, распространенных в юго-восточной части планшета. Последние здесь представлены глинистыми сланцами, известняками, песчаниками и конгломератами, возраст которых, судя по встреченной среди них немногочисленной фауне, определяется как верхне- и нижнесилурийский. В западной и юго-западной частях района широко развиты выхода метаморфизованных девонских эффузивов и их туфов, а также глинисто-кремнистых сланцев девона.

При рассмотрении геологической карты обращает на себя внимание вытянутость гранитных массивов в северо-западном направлении, особенно тех, которые приурочены к северо-восточной границе рудного грабена Алтая. Эта граница в виде тектонической зоны северо-западного простирания проходит здесь через весь планшет. Здесь же в крыле грабена и находится Колыванское м-ние. Ближайшие окрестности его исключительно сложены интрузивными и метаморфическими породами, характеристика которых, по данным алтайских геологов, представляется в следующем виде.

Метаморфические породы. В состав их входят главным образом филлитовидные сланцевые породы, подвергшиеся однородному зеленокаменному изменению, в результате чего они превращены в хлорито-эпидото-глинисто-кварцевые сланцы. В подчиненном количестве среди них находятся песчаники и мраморизованные известняки. Последние встречаются в виде линзообразных залежей, мощность которых не превышает нескольких десятков метров. В песчаниках и конгломератах среди гальки кварца и кремнистых пород содержится иногда галька порфировых пород, а поэтому их обычно относят, без особого основания, к группе пород туфогеновых.

Возраст этой толщи остается довольно неопределенным. С несомненностью указывается, что она древнее верхнего девона и по ряду косвенных соображений верхним пределом ее считается силур. Тем не менее и эта граница пока точно не установлена, и чисто условно этой толще присвоен кембро-силурийский возраст.

Интрузивные породы. В составе их зафиксированы разнообразные породы гранитоидного ряда, как-то: гранодиориты, кварцевые диориты и граниты с их производными — гранит-порфирами, кварцевыми порфирами, аплитами и пегматитами. Их возрастное положение до сих пор еще служит предметом различных толкований.

Не касаясь разбора существующих мнений о возрастном соотношении этих интрузий, отмечу только их пространственное распределение. Самый молодой из гранитов слагает здесь массивы горы Становой и севернее — горы Синюхи. Кроме этого отдельные выхода его еще севернее встречаются уже за пределами планшета XIII-4. От этого гранита на запад, вдоль кромки метаморфической толщи, полосой до 5 км в поперечнике, проходит рассланцованный, местами имеющий гнейсовидный облик, древний гранит. Внутри его часто встречаются жилоподобные тела диабазов, являющиеся уже молодыми по возрасту образованиями. Западнее от этого гранита проходит полоса кварцевых порфиров, с которыми генетически связывается полиметаллическое оруденение Алтая. Эти породы варируют как по структуре, — от фельзитовой до порфировой (микрогранитовой), — так и по пестроте цветов. Породы более основного ряда, гранодиориты — диориты, занимают широкое поле на север от месторождения. Отдельные небольшие массивы их встречаются также на востоке среди метаморфической толщи. Изредка они прорезаются жилами гранит-порфира, аплита и диабазов.

Среди молодого гранита также встречаются гранит-порфиры, аплиты и пегматиты; например, они известны в районе поселка Сидоровка, в гранитном массиве горы Синюхи, где встречаются и микроаплиты, с которыми пространственно связано Колыванское месторождение.

IV. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ УЧАСТКА МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Геологически месторождение и его ближайшие окрестности представлены комплексом разнообразных интрузивных пород, среди которых местами, в виде неправильной формы полос, встречаются метаморфические сланцы.

В петрографическом отношении весь этот комплекс пород может быть разделен на такие типы: 1) ороговикованные граувакковые сланцы; 2) кварцевый диорит; 3) гранит порфировидный, биотитовый; 4) гранит аплитовидный среднезернистый и 5) микроаплит обычно порфировой структуры.

Взаимное отношение и их характеристика таковы.

Граувакковые сланцы. Встречаемые на участке месторождения сланцы являются разрозненными остатками пород метаморфической толщи, широко распространенных далее на запад от рудной горы. Небольшие по площади участки их находятся в южной части месторождения, где они клинообразной широтного направления полосой выходят в месте стыка порфировидного гранита и кварцевого диорита. Далее на восток, в пониженной части района, сланцы уже исчезают и вновь появляются у восточной кромки планшета, залегая здесь на поверхности порфировидного гранита.

В свежем изломе сланцы имеют зеленовато-бурую пятнистую окраску, обусловленную большим количеством темноцветных компонентов и неравномерным их скучиванием. Они почти сплошь превращены в кварц-эпидото-роговообманковую породу с ясными следами ороговикования, раковистым изломом и по существу могут быть отнесены к горнфельзам.

Под микроскопом в составе их обнаружены: мелкие зерна вторичной роговой обманки, эпидот, кварц, полевой шпат, хлорит и рудные минералы. Вся эта смесь имеет типичную структуру метаморфической породы. Кварц ясно несет следы перекристаллизации; всюду он имеет однородное угасание и микрозернистую роговиковую структуру. Вторичная роговая обманка располагается большей частью в виде сросшихся мелких призмочек и образований с причудливо извилистыми контурами. Остальные темноцветные минералы дополняют общий облик породы как метаморфической.

Во всей массе сланцев резко появляются плоскости отдельностей и развитая по ним трещиноватость-слоеватость. Последняя способствует легкой разборке их с поверхности. Наиболее выдержанными направлениями отдельностей являются: 310° ЮЗ ∠45°; 15° ЮВ ∠85° и 340° при крутом падении на ЮВ.

Появление отдельностей в сланцах произошло позже метаморфизма, так как элементы направления у них аналогичны направлению отдельностей дайки микроаплита. Конечно, не исключена возможность и образования отдельностей в период перекристаллизации этих пород, от

активного действия гранодиорита, непосредственно контактирующего со сланцами.

По возрасту эти метаморфические сланцы относятся к кембро-силуру, так как выходы их здесь являются непосредственным продолжением метаморфической толщи.

Кварцевый диорит занимает значительную площадь в западной и частично в северо-восточной части месторождения, причем далее на север выходы его непосредственно связываются с массивом гранодиорита, занимающим широкую площадь в окрестностях с. Колывань. Кроме того жилоподобные, угловатые тела кварцевого диорита (гранодиорита) часто встречаются среди микроаплита рудной горы и являются здесь ксенолитами. На ряду с крупными величина таких ксенолитов колеблется от 0.5 м до 1 м в поперечнике и от 5 м до 10 м протяженностью. Характерно, что таких выходов в южном участке до сих пор не встречено.

Кварцевый диорит обычно имеет светлосерый цвет, благодаря серой окраске преобладающего в нем полевого шпата, при этом наличие многочисленных вростков темноцветных компонентов придает ему пестрый вид.

Под микроскопом в составе его обнаружены: щелочной полевой шпат, олигоклаз-андезин, кварц, биотит, обыкновенная роговая обманка, апатит, сфен, эпидот и рудные минералы. Вся масса породы имеет гипидиоморфнозернистое строение.

В контакте с микроаплитом кварцевый диорит приобретает некоторое отклонение от нормального состава и структуры, вплоть до образования совершенно измененных разностей пород. При этом вблизи контакта у пород наблюдается ороговикование и своеобразный закал. В таких метаморфизованных разностях, помимо обычного состава, встречаются следующие новообразования: актинолит, гидробиотит, эпидот, циозит, мусковит, кварц, гранат и изредка флюорит.

Появление этих вторичных минералов естественно произошло за счет контактового воздействия микроаплита и эманаций, исходивших от него в период его формирования.

Наблюдаемая резкая изогнутость листочков биотита, резко волнистое угасание кварца и его мостовая структура говорят за то, что порода испытала значительное давление.

В заключение нужно отметить одну из характерных черт пространственного положения здесь этих пород, это — приуроченность выходов кварцевых диоритов к пониженным и сглаженным частям рельефа, тогда как возвышенные части среди них обычно образуют граниты. Кроме того нужно отметить присущее им направление элементов главных плоскостей отдельностей, наиболее характерными из которых являются 310° ЮЗ $\angle$ 75° и 30° ЮВ $\angle$ 85°.

Гранит порфировидный. Скалистые выходы его занимают всю юго-юго-восточную часть участка, составляя здесь непосредственное продолжение массива горы Синюхи. Эти граниты представляют собою крупнозернистую породу, желтовато-серого цвета, порфировидного строения, содержащую порфировидные вкрапленники полевого шпата, зерна кварца, иногда дымчатого, и небольшое количество биотита. Местами, благодаря массовому врастанию кварца, вкрапленники полевого шпата незаметно теряют свой порфировидный характер, сливаясь с общим тоном строения породы. Таким разностям лишь условно можно дать название порфировидных, которое сохраняется за ними только благодаря расположению их среди всей массы более крупных образований полевых шпатов.

Минералогический состав таких гранитов следующий: главные составные части — микропертит, кварц и олигоклаз; второстепенные — биотит, апатит, сфен, рудный минерал и циркон. Щелочной полевой шпат, в широких более или менее удлиненных зернах, везде проникнут тонкими микропертитовыми вростками из альбита. Наблюдается пойкилитовое, а иногда и мирмекитовое прорастание с кварцем.

Олигоклаз резко идиоморфен, иногда мутный от образований серицита и каолинита. Наблюдается также пойкилитовое, а иногда мирмекитовое прорастание с кварцем.

Округлые зерна кварца заполняют промежутки между полевыми шпатами, нередко состоят в полисоме — отдельных участков, неодновременно гаснущих.

В контакте с микроаплитом гранит становится мелкозернистым и по внешнему облику может быть назван гранит-порфиром. Здесь же появляется светлая слюда, типичная для грейзенизованных пород месторождения. Это явление также наблюдается и в глыбах останцев среди микроаплитов южного участка.

Для этого типа интрузивных пород характерна одна морфологическая особенность, заключающаяся в том, что эти граниты обладают особыми формами выходов в виде острых гребней и скалистых утесов, а также широко развитыми карманами и полосами выветривания. Последние обычно приурочены к восточной стороне скалистых выходов, имеющих почти всегда здесь крутое падение. Надо полагать, что быстроте этого процесса помогает резко выраженная матрацевидная отдельность гранитов.

Гранит аплитовидный. Выходы его распространены в северной части участка, причем далее на север гранит в виде мощной дайки среди гранодиорита слагает у села Колывань так называемую гору «Будка».

В обычном своем виде данный гранит обладает светлосерым цветом, обусловленным, с одной стороны, белым цветом полевых шпатов, а с другой — его лейкократовым характером. Для него характерно неравномернозернистое сложение от средне- до тонкозернистых разностей. В последнем

случае порода приобретает аплитовидный характер. Часто среди гранитов наблюдаются в виде розеток скопления турмалина и изредка мелкие зерна флюорита или тонкие нитевидные, короткие жилки его. Появление этих минералов говорит за то, что гранит подвергался воздействию летучих компонентов. Обычный их идиоморфизм указывает не на более раннюю стадию образования, а на метасоматическое их проявление.

Минералогический состав и структурные черты этого типа интрузивных пород под микроскопом следующие. На ряду с мелкозернистой — гранитовой часто встречается микропегматитовая структура. В шлифе величина зерен, слагающих породу, неравномерна. Состав ее обычен для гранитов, причем проявление отдельных компонентов таково:

Плагиоклаз — олигоклаз в идиоморфных лейстах количественно подчинен щелочному полевому шпату. Последний в крупных широких зернах, иногда сдвойникованных. В нем везде наблюдаются микропертитовые вростки альбита, которые в некоторых зернах щелочного полевого шпата дают сложное сочетание, похожее на микроклиновую решетку; в срастании с кварцем дает мирмекитовую структуру.

Кварц в большом количестве встречается в ксеноморфных зернах, разбитых трещинками и имеющих волнистое угасание.

В очень незначительном количестве в граните встречаются биотит и мусковит, причем некоторые листочки биотита волнисто изогнуты. Кроме первичных, они встречаются в форме вторичных образований, как продукты метасоматизма.

Помимо турмалина и флюорита из второстепенных минералов обнаружены циркон, магнетит и ильменит, переходящий в лейкоксен.

Устанавливаемые в поле переходы гранитов в аплитовидные разности, некоторые структурные черты и их лейкократовый характер заставляют придать им наименование — аплитовидные граниты или гранит-аплиты.

Наличие пегматитовой структуры указывает на близкий к эвтектическому состав этих интрузивных пород, что качественно даже фациально очень близко их связывает со следующими породами участка — микроаплитами.

Микроаплит. Из имеющихся выходов, наиболее крупное тело микроаплита расположено вдоль гребня рудной горы, в виде вытянутой в меридиональном направлении линзы с длинной осью (2 км) и с наибольшим поперечником около 300 м. С ним, собственно, пространственно и связаны коренные месторождения участка. Кроме этого выхода микроаплит встречается также в виде даек в гранодиорите, в северо-восточной части участка.

Обычно микроаплит представляет светлосерого цвета породу с порфировыми выделениями кварца и полевого шпата в микро-, а иногда в ясно-кристаллической основной массе. Однообразный лейкократовый характер ее нарушают местами тонкие иголочки черного турмалина и мелкая вкра-

пленность пирита. Характерно, что в микроаплите южной части месторождения содержится большее количество вкрапленников, чем в остальных породах.

Под микроскопом минералогический состав и структурные черты этой интрузивной породы следующие. Наиболее постоянной является микроаплитовая структура (фиг. 1), на фоне которой часто выделяются порфировые выделения, представленные, как правило, щелочным полевым шпатом и кварцем. В некоторых разностях наблюдается типичная микропегматитовая гранофировая структура. Возможно, что проявление ее, характерное для особых условий остывания аплитовой магмы, и есть результат воздействия холодного контакта, повлиявшего на создание таких структур. Последнее более вероятно, так как выходы таких пород связаны незаметными переходами с чисто микроаплитовыми разностями.

Зерна кварца и щелочного полевого шпата всегда имеют более или менее правильные очертания, причем вкрапленники последнего пертитизированы и иногда по некоторым чертам проявления сходны с микроклином.

Основная масса — двоякого состава: в одном случае она состоит из смеси кварца, олигоклаза и пертитизированного щелочного полевого шпата, в другом — из кварца, калинатрового полевого шпата и очень редко — олигоклаза. В первых разностях она дает панидиоморфное взаимоотношение компонентов — аплитовое (фиг. 1), в других — микропегматитовую гранофировую структуру (фиг. 2). В переходных разностях наблюдаются та и другая структуры (фиг. 3).

Кроме вышеуказанного состава, в породах этого ряда встречены еще и второстепенные минералы — мусковит, турмалин, гранат, гидробиотит, циркон, магнетит и пирит. За исключением трех последних все остальные минералы образовались за счет воздействия летучих компонентов на микроаплит. Из них количественно всегда преобладает мусковит.

Изредка среди микроаплита южного участка под микроскопом наблюдаются крупные обломки кристаллов полевых шпатов, которые по существу являются вплавленниками из находящегося здесь в контакте порфировидного гранита.

Указанное уклонение в минералогическом составе от нормального и связанное с этим различие структур свидетельствует о том, что кристаллизация микроаплита происходила в резко пониженных температурных условиях при непостоянном составе магмы в отдельных участках. На ряду с этим обилие метасоматических образований, в частности, мусковита, указывает на то, что аплитовая магма была богата флюидами.

По ряду признаков можно сделать вывод, что тело микроаплита рудной горы имеет склонение на север. В пользу этого решения говорят следующие соображения: обогащение порфировыми вкрапленниками микроаплита южного участка, которые естественно могли бы скопляться только в лежачем

боку магматического тела; наличие хорошо выраженных кварцевых жил в северном участке месторождения; наличие пегматитовых шлир на южном и пегматитовых инъекций (жил) на северном участке и, наконец, различие в минеральном комплексе, который для жил северного участка представлен всем спектром, а для южного только некоторыми членами его. Кроме того, в северном направлении, отвечающем висячему боку склонения, тело разделяется на ряд хвостов, тогда как в южном контакте оно имеет более правильные очертания. Вообще же по характеру проявления оно будет являться крупным дайкообразным штоком с очень крутым падением на север.

В дайке микроаплита наблюдаются хорошо выраженные плоскости отдельностей с элементами направления: 10—15° ЮВ ∠85° и 275° ЮВ ∠55°, уже отличными от тех, которые фиксируются у гранодиорита.

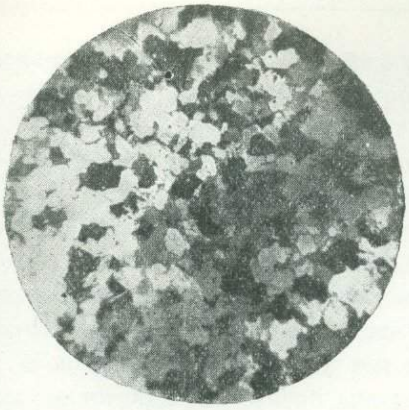
Грейзенизованные породы. Данные породы, как не имеющие самостоятельного значения, в легенде геологической карты участка не отображены. Выделение их в самостоятельную группу не сделано по той причине, что они являются результатом наиболее интенсивного метасоматического изменения микроаплита, наличие процессов которого вообще широко наблюдается здесь.

В зависимости от степени изменения микроаплита среди таких пород можно выделить в общем генетическом их ряде два следующих крайних типа, по существу связанных промежуточными образованиями: а) грейзенизованные породы, б) кварцево-слюдистая порода (грейзен).

Обычно, проходя ряд последовательных переходов, грейзенизованные породы связываются с микроаплитом, который в местах частичной грейзенизации сохраняет свою структуру (фиг. 4). Там же, где этот процесс прошел полностью, от существовавших ранее структур не остается и следа, и в этом случае такая порода представляет собой уже смесь, состоящую из кварцевых зерен и светлой слюды (фиг. 5), т.-е. то, что отнесено ко второму типу пород. Для последних характерно зернистое и слабо выраженное пористое сложение. Последняя текстура связана генетически с равномерным или полосчато-расположенным отложением кварца из последующих терм, пропитывающих грейзен (фиг. 6).

В грейзенизованных породах, помимо обычных для микроаплита минералов, появляется ряд новообразований — светлая слюда, вторичный кварц, гранат, андалузит, флюорит, турмалин и связанные уже с рудными процессами пирит и халькопирит. Светлая слюда относится к тем слюдам ряда мусковита, которые образуются в более низкотемпературных условиях, чем собственно мусковит. Вышеуказанный состав этих пород очень сближает их с березитом, что было отмечено Ф. Н. Шаховым (1934).

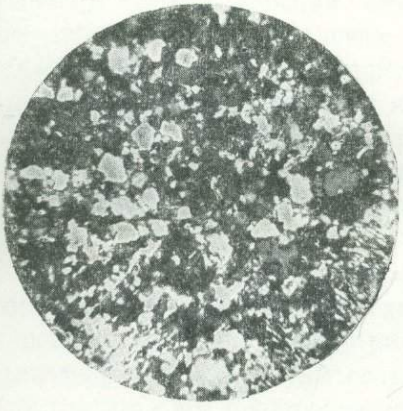
В практическом отношении интерес представляет только второй тип этих пород, так как с ним частично пространственно связана вкрапленность рудных минералов — вольфрамита, арсенопирита и молибденита.



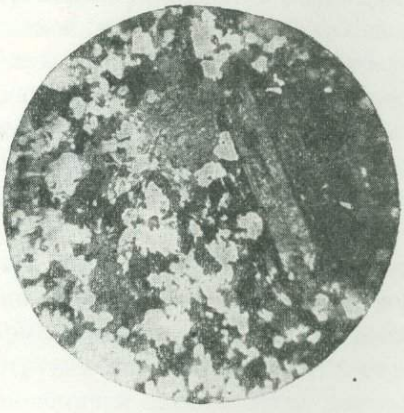
Фиг. 1. Нормальный микроаплит.



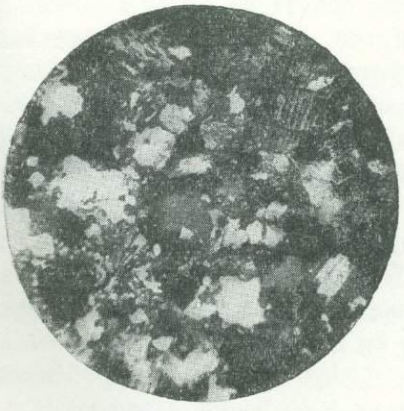
Фиг. 2. Микропегматитовая гранофировая структура в микроаплите.



Фиг. 3. Микроаплит с аплитовой и микропегматитовой структурой.



Фиг. 4. Реликты микроаплита в грейзенизованной породе.



Фиг. 5. Грейзен (березит).



Фиг. 6. Более поздние генерации кварца в грейзене.

Количество их всегда меньше, чем в кварцевых жилах, но независимо от этого эту разновидность пород можно считать рудой.

Наибольшее распространение грейзенизованных пород отмечено в пределах южного участка месторождения, где небольшие по мощности и длине выходы их встречаются в виде линз-пятен среди микроаплита. Самостоятельное их присутствие в остальной части месторождения очень ограничено, и можно считать правилом, что здесь они только сопровождают кварцевые жилы в виде зальбандов или полос по их продолжению. В последнем случае получается очень сложное взаимоотношение.

В возрастном отношении вся вышеописанная группа интрузивных пород аналогична по времени внедрения прочим интрузиям планшета XIII-4, появление которых, по данным геологической съемки ГГРУ, относится к варисцийской орогенической эпохе, причем период формирования этих интрузий связан с большим интервалом времени и протекал в очень сложной геологической обстановке. Наблюдаемое в современных условиях разнообразие интрузивных пород, по мнению алтайских геологов, есть результат дифференциации одной и той же магмы, из которой при отмеченной выше длительности интрузивных процессов, в зависимости от специфичности условий по отношению к кровле, размеров интрузий, направления и разновозрастности тектонических напряжений, могли образоваться различные представители ее.

Эти положения в основном приложимы и к интрузивному комплексу района месторождения. Необходимо только отметить, что в процессе формирования его был особенно резкий разрыв во времени после внедрения гранодиорита. За ним уже следовала интрузия порфировидного биотитового гранита с его дифференциатами, появившимися здесь в виде мощных отпрысков даек, возможно, еще в период неокончательного его затвердевания.

Такой порядок внедрения основывается на следующих данных. Полевые наблюдения показывают, что до появления следующих фаз интрузий гранодиорит уже имел жесткую закрепленную форму и определенную структуру, обусловленную частично давлением. Кроме этого геолог Н.А. Елисеев (1932) отмечает находку в контакте с порфировидным гранитом обломков метаморфизованного гранодиорита к востоку от месторождения. Наконец, прорыв гранодиорита мощной дайкой гранит-аплита и наличие ксенолитов его среди микроаплита заставляют утверждать, что гранодиорит являлся более ранним по времени интрузивным образованием. Между прочим обращает на себя внимание характерное пространственное распределение интрузивных пород на участке между с. Колывань и месторождением.

Здесь среди широкого поля гранодиорита в сравнительно узкой полосе расположено несколько мощных даек гранит-аплита, тесно сближенных

между собой. В плане они образуют как бы перешеек, соединяющий гранитные массивы горы Синюхи и горы Фабричной. Такая пространственная ориентировка и форма проявления более кислых интрузий указывает на приуроченность их к тектонической зоне, что до некоторой степени также подчеркивает неодновременность формирования их с гранодиоритом.

Не совсем ясно взаимоотношение аплитовидных гранитов (гранит-аплит) с порфировидным гранитом, но по косвенным соображениям и фациальности гранит-аплитов, которая очень близка фациальности микроаплита, можно полагать, что порфировидный гранит старше гранит-аплита. Последний является его дифференциатом, выжатым вследствие интрузивного давления в его кровлю или в виде неправильной формы втеков или в виде мощных даек. С ним почти одновременно следовало и формирование даек микроаплита, которые по пути следования в контакте с порфировидным гранитом захватывали его обломки и оказывали контактовое воздействие на него теми летучими компонентами, которыми вообще была богата аплитовая магма. Не исключена возможность, что такому формированию этих интрузий способствовало тектоническое напряжение, вообще резко проявлявшееся в эту геологическую эпоху на Алтае.

Последним событием в жизни этих аплитовых пород было образование пегматитовых шлир и инъекций, а также минерализованных грейзенизованных пород и кварцевых жил, приуроченных здесь к дайке микроаплита.

Рассматривая на примере наших пород последовательность интрузивных процессов, не трудно убедиться в том, насколько хорошо выражена здесь последовательность дифференциации магмы от средней основности к магме пегматитового состава, т. е. в порядке: граниты → гранит-аплиты → аплиты → аплитопегматиты. Последние две стадии объединены под общим наименованием микроаплиты.

В заключение нужно отметить, что имевшие место в последующей геологической истории Алтая тектонические напряжения оказали также свое влияние и на интрузивный комплекс. В частности, в пределах дайки микроаплита месторождения сейчас установлен целый ряд дизъюнктивных нарушений поперечного по отношению к рудным телам направления.

Кроме этого, влиянию бокового давления обязана иногда резко выраженная в почти меридиональном направлении трещиноватость, приспособившаяся по ранее намеченным плоскостям отдельности микроаплита.

V. МАТЕРИАЛЫ К МОРФОЛОГИИ РУДНЫХ ЖИЛ

ОБЩЕЕ ОПИСАНИЕ

Все известные в данное время в пределах месторождения вольфрамсодержащие кварцевые жилы сосредоточены в трех участках: южном, центральном и северном. Располагаясь в каждом из них более или менее кон-

центрированно, они составляют здесь как бы отдельные рудные узлы, причем входящие в состав этих узлов кварцевые жилы в различной степени изучены как на поверхности, так и на глубине. Ниже в кратком изложении приводятся результаты этих исследований. Помещенный материал в основном является отправным пунктом для следующих сводных глав статьи.

Южный участок

Ж и л а № 7. Представляет собой полосу грейзенизованных пород, в которой беспорядочно включены различные по размерам отдельные линзы и гнезда кварца. Горными выработками установлено, что жила на глубине не представляет сплошного тела, а состоит из ряда перемежающихся как по падению, так и простиранию линз грейзенизованных пород. Эти линзы пространственно располагаются в одной плоскости, ориентированной здесь на СВ 10° с падением ЮВ ∠ до 70°. В минеральный состав линз помимо нерудных (кварц, слюда, турмалин, гранат, флюорит и реликтовый полевой шпат) входят следующие рудные минералы: вольфрамит, шеелит, пирит, халькопирит, молибденит, ковеллин, лимонит, тунгстит и медная зелень-синь. Вольфрамит встречается в виде редкой (мелкими гнездами) вкрапленности и только в одной из больших линз кварца наблюдалось значительное скопление его. Из сульфидов более распространенным является пирит. Очень редко встречается молибденит. Нерудные минералы, за исключением слюды, часто в кварцевых образованиях отсутствуют. Наиболее распространенной количественно является слюда. Турмалин, гранат и флюорит интересны только как минералогические находки. Так как вольфрамит преимущественно приурочен к кварцевым линзам и гнездам, то процентное содержание вольфрамовой кислоты для отдельных участков жилы зависит от степени насыщенности их такими образованиями. Вообще же относительная насыщенность такими оруденелыми кварцевыми участочками для жилы незначительная, и поэтому она в массе своей отличается низким содержанием вольфрама.

П р о ч и е ж и л ы. Кроме описанной выше жилы № 7, в настоящее время в пределах южного участка в поверхностных выходах вскрыто значительное количество пятен-линз грейзенизованных пород и, кроме того, несколько кварцевых жил. В минералогическом отношении все они не отличаются от жилы № 7. Небольшая длина и очень убогое содержание вольфрама характерно для всех пятен грейзенизованных пород. Почти то же самое присуще и некоторой части кварцевых жил, отличие которых от грейзенов заключается только в несколько большей их длине. Остальные жилы представляют собой выдержанные по простиранию чисто кварцевые образования, причем их обычно сопровождают небольшой мощности зальбанды из грейзенизованных пород. В них изредка встречаются пирит и халькопирит, а также характерные для них вторичные образования.

Вольфрамит в виде рассеянной вкрапленности или мелких гнезд дает иногда значительные скопления и вообще его содержанием эти жилы наиболее богаты. Единственным недостатком является их тектоническая нарушенность с амплитудами 10—15 м для отдельных подвижек; в частности, одно такое нарушение разъединяет на две половины самую длинную жилу.

Центральный участок

Жила № 4. Находится в крайней южной части участка. Вскрыта шурфом глубиной 30 м, от которого в оба крыла жила подсечена штреками на длину 75 м. Полностью этот горизонт в обоих направлениях до естественного выклинивания жилы не исследован. На поверхности он состоит из трех разъединенных двумя дизъюнктивами крупных отрезков, которые в свою очередь, разбиваясь подвижками, слагаются из нескольких близко отстоящих частей. Такое пространственное положение частично также повторяется и в подземном горизонте, причем большинство зафиксированных здесь нарушений не создает существенного разрыва сплошности жилы. Амплитуды этих нарушений колеблются в пределах 0.5—20 м, имея здесь везде одно ориентированное направление СЗ 310—330°. Отдельные крупные отрезки жилы в северной части имеют простирание 345°, падение от вертикального до ЮЗ $\angle$ 80°, а в южной — СВ 20°, падение на СЗ $\angle$ до 70—80°.

Вскрытая часть в большинстве случаев представляет собой сплошное хорошо выраженное кварцевое тело. Местами в подземных выработках жила по простиранию иногда переходит в полосу грейзенизованных пород, внутри которых располагаются отдельные линзы и гнезда кварца. Как правило, в виде зальбанда везде наблюдается кварцево-слюдистая порода (грейзен). Сопоставление прослеженных длин по поверхности и подземному горизонту к северу от шурфа указывает на то, что жила имеет северное склонение. Точный масштаб этого явления пока еще не установлен.

В составе руд этой жилы встречены следующие первичные рудные минералы: вольфрамит, шеелит, пирит, халькопирит, молибденит и висмутсодержащие сульфосоли, а также целая серия вторичных — куприт, азурит, малахит, халькозин, ковеллин и железомарганцевые охры. Состав нерудных минералов тот же, что и для жилы № 7, при таком же количественном их распределении. Обычно минералы окисной группы всегда концентрируются в местах тектонически нарушенных. Из рудных количественно преобладают сульфиды. Содержащие висмут сульфосоли встречаются в виде редко рассеянной мелкой вкрапленности. Вольфрамит распределяется более или менее равномерно, но иногда дает богатые гнездами участки. Вообще же содержание WO_3 для отдельных разведанных блоков жилы — среднее, при некотором присутствии меди и висмута.

Жила № 10. С поверхности почти вся выработана старинными работами и только над Демидовской штольней сохранился ее выход на длину

14 м. В данное время ниже этих работ прослежена на всю длину на горизонте 30 м и в некоторой части ее — на горизонте 12 м. В пределах этой прослеженной части жила простирается на СВ 15° с падением на ЮВ ∠ 80°. На обоих горизонтах в северной части она ограничена тектоническим нарушением. Продолжением ее является отстоящая на восток в 20 м жила № 12. Кроме этого главного нарушения на горизонте 30 м, встречены были еще две подвижки с амплитудами 1.50 и 3.0 м, сдвинувшие также отдельные отрезки по направлению на восток.

Характер строения этой жилы уже более выдержанный, чем жилы № 4, и только в единственном месте, примерно в средней части ее, наблюдалось скопление грейзенизованных пород, включающих образования кварца. Такие грейзены местами также встречаются в виде зальбандов. Иногда она разбивается на ряд хвостов или дает в бока апофизы.

Руда с этих горизонтов в большей массе своей характерна образованиями, типичными для цементационной зоны. В отдельных участках наблюдаются также и окисленные руды. В состав их входят следующие первичные рудные минералы: вольфрамит, шеелит, пирит, халькопирит, молибденит и висмутсодержащие сульфосоли. Из вторичных имеются: куприт, ковеллин, халькозин, тунгстит, купротунгстит, асперолит, азурит, малахит и железомарганцевые охры. Из нерудных минералов, кроме кварца, присутствуют: слюда, флюорит, турмалин и полевой шпат. Характер распределения последних аналогичен таковым для жил № 7 и 4. Из сульфидов количественно преобладают пирит и халькопирит; остальные встречаются в виде редко рассеянной вкрапленности. Вольфрамит, как обычно, имея гнездовое распределение, встречается в виде мелких по величине кристаллов, образующих иногда местное скучивание или скопление, причем в северной части жилы его больше, чем в южной. По данным анализов проб, в прослеженных горизонтах содержание вольфрамовой кислоты среднее, меди — около 1.50%, в заметном количестве присутствует висмут. Между прочим данная жила по содержанию висмутовых минералов по сравнению с остальными является наиболее богатой.

Ниже горизонта подземных выработок данная жила на 95 м по вертикали от поверхности была встречена буровой скважиной. Согласно геологическому разрезу, приводимому подробно ниже, здесь была пересечена рудная зона, содержащая в керне вкрапленность вольфрамита. Элементы поперечного профиля буровой скважины указывают на то, что с глубиной жила начинает выкручиваться и принимать обратное падение. Возможно, что это — ее естественное положение в пространстве или результат кулисообразного захождения жил по падению одна за другую с одной и той же стороны.

Ж и л а № 12. Как отмечалось выше, по существу, жила № 12 является продолжением жилы № 10 на север.

По своему строению разведанная часть является сложной, состоящей из грейзенизованных пород и чисто кварцевой жилы. Последняя по простиранию иногда не является выдержанной, так как разбивается на мелкие прожилки или, выклиниваясь, продолжается далее, следующей ветвью, заходящей кулисообразно за первую. Иногда в полосе грейзена включены только линзы и гнезда кварца или он составляет зальбанд у кварцевой жилы.

По минеральному комплексу и характеру распределения рудных компонентов руда этих горизонтов в общих чертах аналогична рудам вышеуказанных жил. Здесь только более резко проявились минеральные образования меди, характерные для зоны окисления. Значительное количество медной зелени и сини настолько интенсивно пропитало здесь рудное тело, что руда, например, с горизонта 12 м приобрела синевато-зеленую окраску. Далее с глубиной это явление затухает. Кроме этого на горизонте 30 м, помимо известных уже сульфидов, было встречено скопление арсенопирита. Короткостолбчатые кристаллы его образуют здесь густо расположенную вкрапленность в грейзенизованной породе. Большим распространением пользуется здесь мелкая (не более 1 мм) вкрапленность вольфрамита, но на ряду с этим встречаются также и крупные гнезда скоплений его. По данным анализов проб, содержание здесь вольфрамовой кислоты резко колеблется, при ничтожном содержании висмута. В верхних горизонтах содержание этих компонентов более высокое в связи с значительным развитием медновольфрамовых охр.

Прочие жилы. Часть жил прослежена только в поверхностном выходе, часть же подсечена и была обнаружена в процессе проходки подходных штолен № 1 и 2 соответственно на жилы № 10—12. Этими выработками такие жилы вскрыты от поверхностных их выходов на горизонте примерно 12—25 м, причем длина их точно не выяснена, так как по естественным условиям жилы были недоступны для поверхностного прослеживания. В районе штольни № 1 две из этих жил были подсечены буровой скважиной № 1 на глубине 25—35 м ниже горизонта подземной выработки. Характер строения, состав и распределение минералов для всех этих жил аналогичны минералам остальных жил участка. Содержание вольфрама в них не ниже чем в жилах № 10, 12, но незначительная длина для части их является отрицательной стороной.

Северный участок

Жила № 16. В поверхностном выходе прослежена до естественного окончания. Простирание СВ 10—20° с падением ЮВ∠85—75°. На глубину подсечена шурфом и штольней на горизонте 30 м, где прослежена на длину около 82 м, и в северной части штреком на горизонте 15 м. Кроме этого на глубине около 100 м пересечена буровой скважиной № 2.

На прослеженной длине жила № 16 слагается из нескольких отдельных частей, тектонически отделенных друг от друга. Таких подвижек в поверхностном выходе установлено шесть, из которых четыре увязываются со встреченными в подземных выработках. Амплитуды этих нарушений колеблются в пределах 1.5—6 м, кроме одного главного, отделившего от жилы № 16 жилу № 22, амплитуда которого равна более 20 м. Элементы залегания этого дизъюнктива таковы: простирание 300°, падение СВ ∠ 75°. У всех остальных они имеют одно направление 315—320°, но отличаются по элементам падения, имея то СВ∠80°, то ЮЗ ∠ 70°.

Помимо поперечных нарушений, часто встречаются и явления продольного смятия, выражающиеся в рассланцовке микроаплита, зальбандов и иногда значительной трещиноватости самой жилы.

В пределах прослеженного контура жила является более или менее выдержанным в мощности сплошным кварцевым телом. Местами она сопровождается в виде зальбанда кварцево-слюдистой породой или по большей части непосредственно граничит с очень слабо грейзенизованным микроаплитом.

По минеральному составу прослеженная часть не отличается от предыдущих жил № 10, 12, причем характерно, что здесь очень слабо выражены окисленные соединения меди. Вообще же в большинстве случаев руда здесь по сульфидам характерна для зоны цементации. Иногда в виде небольших гнезд-линз наблюдаются скопления сплошных колчеданных руд. В остальном характер распределения рудных минералов аналогичен указанным жилам.

По данным анализов проб, содержание вольфрама и меди здесь колеблется в широких пределах. Отдельные горизонты характеризуются средним содержанием WO_3, причем в южной части вольфрама несколько больше.

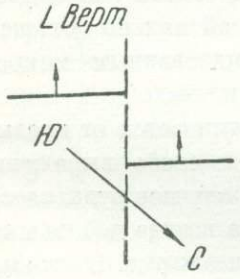
Прочие жилы. Некоторые жилы частично подсечены на горизонте 30 м подземными выработками, остальные же только прослежены в поверхностных выходах.

Расположены жилы по обоим склонам рудной горы, иногда следуя по одному направлению одна за другой. Все они имеют аналогичную жиле № 16 пространственную ориентировку. Падение для тех жил, которые подсечены подземными выработками, устанавливается ЮЗ∠85—70°. В большинстве случаев жилы не являются сплошными и состоят из нескольких отрезков, близко разъединенных дизъюнктивными нарушениями. Амплитуда таких нарушений колеблется от 0.5 до 4 м при вообще характерной для месторождения ориентировке 310—330°. Кроме обычных рудных минералов — вольфрамита, пирита, халькопирита (в поверхностных выходах), арсенопирита и очень редко висмутсодержащих сульфосолей, ковеллина медной зелени и сини, здесь нужно отметить присутствие магнетита. Магнетит совместно с вольфрамитом встречен был в одной жиле. Здесь иногда он

образует в зальбанде и чисто штуфные скопления. Также в одной из жил среди кварца, около зальбанда наблюдались небольшие скопления фиолетового флюорита и тоже в виде тонких полосок среди грейзена — турмалина. Вольфрамит встречается или в виде одиночных кристаллов, или мелкими гнездовыми скоплениями, расположенными беспорядочно по всему пространству жилы.

VI. ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИКИ КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ

Как видно из предыдущего изложения, в настоящее время в пределах рудной полосы (микроаплит) устанавливается целый ряд подвижек-перемещений как продольного, так и поперечного направления по отношению к рудным телам. Масштабы этих тектонических проявлений не только различны по величине, но отличаются также и по своим морфологическим чертам. Наблюдаемые продольные подвижки вообще имеют здесь подчиненное значение и обычно влияние их на коренные месторождения незначительно. В большинстве случаев оно выражается тонкой рассланцовкой микроаплита, смятием зальбандов и наличием продольной и поперечной трещиноватости собственно кварцевых жил. На наличие микроподвижек этого порядка указывают также встречаемые плоскости притертости на отдельных крупных кристаллических скоплениях вольфрамита и сульфидных аггрегатах внутри кварцевых жил. В таких местах трещинки по линии нарушения превращаются в блестящую плоскость притирания, покрытую тонким сульфидным материалом.

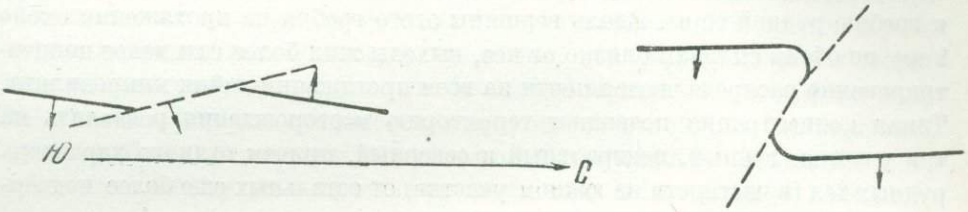


Фиг. 7. Схема перемещения.

Наиболее интересны и чаще всего проявляются поперечные перемещения. Они в основном создали наблюдаемое в современных условиях пространственное положение рудных тел. Амплитуды этих дизъюнктивов колеблются от нескольких сантиметров до 20—30 м, причем среди них в разведанном контуре установлено два направления перемещения: а) простирание 255—270°, падение вертикальное или СЗ крутое, б) простирание 315—330°, падение СВ или ЮЗ 70—85°.

При расшифровке этих нарушений подмечено характерное правило, до сих пор оправдывающее себя на практике. Оно заключается в том, что если направление тектонической трещины находится в северо-западном румбе, то сброшенную часть жилы нужно искать влево, при условии, если стоять лицом к забою. Если направление подвижки находится в северо-восточном румбе, то при том же положении наблюдателя сброшенную часть нужно искать вправо от известной жилы. Сказанное можно изобразить в виде такой схемы (фиг. 7, 8, 9), которая собственно отображает два вышеуказанных вида перемещений.

Морфологические наблюдения тектонических трещин показывают, что последние не имеют строго плоскостного характера, так как проявляются то в виде тонких, до 1 см, заполненных глиной трещин, то образуют зону мощностью до 1.5 м, причем это изменение мощностей наблюдается как по падению, так и по простиранию. Такие зоны в поперечном сечении представляют собой обычно тонко рассланцованный микроаплит с открытыми трещинами, заполненными вязкой глинистой массой. Направление этих трещин рассланцовки везде аналогично направлению подвижек. В большинстве случаев кварцевая жила в месте входа в трещину растягивается на небольшое расстояние по последней, причем характер этого явления подобен растягиванию пластичной массы (фиг. 9). Судя по тому, как перемещавшееся крыло жилы растягивается по трещине, можно думать, что глав-



Фиг. 8 и 9. Схема перемещения.

ное давление, приведшее к этим нарушениям, шло с запада, причем морфологические черты дизъюнктивов говорят за то, что оно здесь разряжалось не один раз, производя как бы послойные перемещения по одной и той же плоскости сместителя.

Распространенные здесь поперечные нарушения в основном по типу относятся к взбросо-сдвигам и только в отдельных случаях среди них устанавливаются элементы сбросов и чистого сдвига. Последние обычно приурочены к некоторым мелким блокам жилы внутри крупных отрезков ее. В подавляющем большинстве все известные нарушения обладают небольшими амплитудами (0.5—3 м) и, насколько удалось установить по подземным выработкам, эти расстояния в разрывах сохраняются и на глубину. Крупных дизъюнктивных перемещений в пределах рудного участка до сих пор установлено только три, отделяющих также довольно длинные, по 60—120 м, отрезки жил. Что касается вопроса абсолютных величин перемещений взбросового или сбросового порядка, то для решения его сейчас не имеется вполне исчерпывающих материалов. Можно только отметить, что в пределах участка, разведанного подземными выработками горизонта 30 м, выклинки жил на глубине относительно друг друга не наблюдалось. В широком масштабе, в пределах участка, это явление также не наблюдается и для жил, подсеченных буровыми скважинами до глубины 100 м.

VII. МОРФОЛОГИЯ И СОСТАВ КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Колыванское м-ние по характеру проявившегося в нем оруденения может быть отнесено к висмуто-медно-вольфрамовым, при этом доминирующее значение по содержанию в рудах указанных компонентов, принадлежит вольфраму, тогда как остальные металлы имеют подчиненное значение. Такой вид минерального состава здесь создался благодаря специфичности условий периода формирования.

Весь наблюдаемый здесь рудный комплекс или полностью, или в отдельных частях его встречается как среди кварцевых жил, так и среди кварцево-слюдистой и грейзенизованной пород.

Пространственно все кварцевые жилы месторождения приурочены к гребню рудной горы. Вдоль вершины этого гребня на протяжении около 2 км по обоим склонам близко от нее, выходы жил более или менее концентрированно распределяются почти на всем протяжении дайки микроаплита. Такая концентрация позволяет территорию месторождения разделить на три участка: южный, центральный и северный, причем отличие характера рудных тел (в частности на южном участке) от остальных еще более подчеркивает целесообразность такого деления.

Основными рудными телами месторождения нужно считать кварцевые жилы, характер минерализации и строение которых различны в зависимости от их местоположения. Например, в северном и центральном участках месторождения кварцевые жилы проявляются большей частью в виде сплошных, выдержанных по длине кварцевых образований, где их сопровождают различной мощности зальбанды из грейзенизованной и кварцево-слюдистой породы. На южном участке кварц уже образует преимущественно линзы и гнезда внутри грейзенизованной породы. Здесь среди всех известных жил только в трех имеются по всей длине сплошные образования кварца. Вообще же для южного участка характерно широкое развитие грейзенизованных пород, выходы которых встречаются здесь на поверхности в виде линз, пятен и полос при ширине 1—2 м и длиной, не превышающей 5—10 м.

Мощность кварцевых жил в месторождении в общем невелика, причем количественно преобладают тонкие жилки, но на ряду с этим имеются и жилы с довольно постоянной мощностью.

Также нет однообразия и в элементах залегания кварцевых жил. Помимо имеющих место общих различий в простирании (350°—15°) и падении (СЗ—СВ ∠ 70—85°) отдельных жил, почти каждая из них отличается еще местными особенностями залегания, заключающимися в изменении угла падения от выполаживания до обратного направления (жилы № 10, 12, 16). Такая изменчивость элементов залегания создалась благодаря наличию

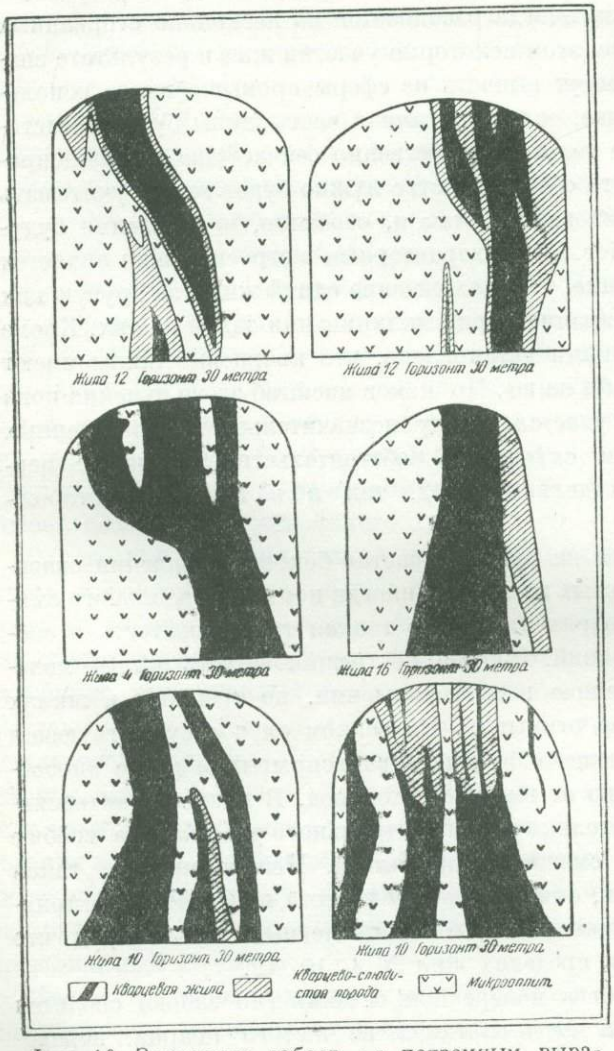
тектонических нарушений, с одной стороны, и возможным отклонениям при первоначальном закладывании рудных трещин, с другой.

Наиболее важным фактором, влияющим на строение кварцевых жил, является наличие тектонических поперечных нарушений, в результате которых одна и та же жила иногда разбивается на несколько оторванных друг от друга участков. При этом некоторые участки жил в результате значительного перемещения могут выпасть из сферы промышленного использования, например, в случае, если оторванная часть жилы будет представлять небольшое по длине тело (что собственно сейчас уже и зафиксировано для жил № 26 и 4). Это обстоятельство нужно будет всегда учитывать как при дальнейших исследованиях, так и, особенно, при ведении будущих эксплоатационных работ. Затем характерным в строении жил является их кулисообразное положение, т.-е. захождение одной жилы за другую как по падению, так и по простиранию, при выклинивании одной из них. Кроме этого подземными выработками установлено, что кварцевые жилы имеют склонение как на север, так и на юг. Но каков масштаб этого явления пока еще точно установить не удается, в виду незначительности проведенных горных работ. Во всяком случае это обстоятельство повышает перспективную оценку как отдельных жил, так и в целом — месторождения.

Влияние проявлявшегося на рудном участке бокового давления сказалось также и на теле кварцевых жил. Так, иногда помимо продольного смятия зальбандов, около него развита также тонкая трещиноватость и собственно кварцевых образований. Вообще же трещиноватость жил — явление довольно распространенное в месторождении, но трещины в жилах очень редко носят характер открытых. Во всяком случае существующая трещиноватость у подавляющего большинства вскрытых жил не способствует их легкому отделению от вмещающих пород. В наиболее интенсивной форме она наблюдалась только у жил центрального участка, где вообще проявляется значительное смятие микроаплита. Между прочим, такая интенсивная трещиноватость, смятие пород и густота поперечных тектонических нарушений способствовали образованию медных окисных руд, что и наблюдается, например, в пределах жил № 4, 10, 12.

Нормально строение жил в поперечном сечении (по забою) сводится к следующему. Центральная часть слагается из чистого кварца, переходящего к зальбандам в кварцево-слюдистую породу, причем окварцевание, постепенно затухая, переходит через грейзенизованную породу в нормальный микроаплит. Часто также кварцевая жила соприкасается непосредственно со слабоизмененным микроаплитом или отграничивается от последнего узкой полоской кварцево-слюдистой породы. В зависимости от масштаба грейзенизации и процесса заполнения рудных трещин кремнекислыми растворами, существуют и различные уклонения от

нормального разреза. Так, в отдельных участках жил, в полосе грейзенизованных пород, подчас наблюдаются причудливо располагающиеся чисто кварцевые образования — линзы и гнезда, не составляющие здесь сплошного хорошо выраженного тела. Далее по простиранию характер строения жилы может резко измениться и она опять перейдет в чисто кварцевую жилу. Таким участкам рудного тела будет уместно присвоить название «рудная зона». Сказанное хорошо усматривается из прилагаемых зарисовок забоев с некоторых участков жил (фиг. 10).



Фиг. 10. Зарисовка забоев по подземным выработкам.

В пределах разведанного контура минеральный состав жил месторождения не отличается сильным разнообразием. Этот состав, по данным минераграфической обработки руд, представлен следующими, в вероятном порядке их появления, минералами: магнетит, вольфрамит, пирит, молибденит, арсенопирит, шеелит, сложные висмутсодержащие сульфосоли (айкинит и виттихенит), самородный висмут, халькопирит и цинковая обманка.

На ряду с первичными зафиксированы также и следующие вторичные минералы: тунгстит, купротунгстит, азурит, ковеллин, халькозин, малахит, куприт, асперолит, лимонит и другие железисто-марганцовистые окислы-охры.

Из нерудных минералов, кроме кварца, констатированы: слюда, флюорит, полевой шпат, турмалин и гранат, причем относительно наибольшее количество их всегда приурочено к грейзенизованным породам. В чисто же

кварцевых жилах находится в очень ограниченном количестве только слюда и очень редко флюорит и полевой шпат.

Что касается характера распределения рудных минералов в месторождении, то он в общих чертах таков. Наиболее бедным, по абсолютному количеству сульфидов, а также и вольфрамита является южный участок. Далее на север количество сульфидов увеличивается и наибольшая концентрация их приурочивается к жилам северного участка (жила № 16). Для вольфрамита это положение не выдерживается в полной мере, так как различного содержания жилы имеются как в центральном, так и в северном участках. Нужно отметить, что с поверхности в жилах сульфиды в большинстве выщелочены, с глубиной же количество их возрастает, причем в пределах исследованного контура, это явление очень заметно на глаз.

В деталях указанный минеральный комплекс имеет некоторые особенности в распределении и сводится к следующему. За исключением пирита и халькопирита, почти все первичные минералы приурочиваются к собственно кварцевым жилам. В очень незначительной доле они встречаются также и среди грейзена и только в единственном месте (жила № 12) в грейзенизованной породе наблюдалось значительное скопление арсенопирита. Помимо вкрапленности пирит и халькопирит часто встречаются в виде небольших по размерам скоплений в форме гнезд, линз и полосок. Остальные минералы — арсенопирит, молибденит и висмутовая группа — имеют резко мелкогнездовый характер распределения или же встречаются в виде редкой одиночной вкрапленности. Такой порядок распределения характерен и для вольфрамита, что также подтверждается и химическими анализами проб, колебания процентного содержания вольфрамовой кислоты в которых до некоторой степени соответствуют и его распределению.

В большинстве случаев вольфрамит встречается в виде мелких величиной от 1 мм до 1 см кристаллов (помимо вкрапленных), а иногда и в виде аггрегативных скоплений. Крупная вкрапленность и скопления вольфрамита в жилах — обычно редкое явление, а в случае, если и попадаются одиночные кристаллы, то они не превышают величины 5—7 см, а гнезда — 15—20 см.

В единственном только месте, в жиле № 7, было встречено одно большое гнездо, поперечник которого был более 0.5 м. Вообще же, скопления вольфрамита не подчинены какой-либо закономерной приуроченности и встречаются в разных частях тела жилы. Также неприложима пока и закономерность в виде струй, столбов и пр., которую иногда выводят для других коренных месторождений, например, золота.

Из приводимых в табл. 2 анализов вольфрамитов месторождения вытекает, что таковой встречается в нескольких разновидностях, но данные минераграфической обработки и полевые наблюдения показывают, что здесь распространены только его железистые разности, приближающиеся к нормальным.

Вышеуказанный рудный состав и пространственное его распределение в жилах месторождения позволяет выделить в нем следующие зоны:

1) Зону окисленных руд, разделяющихся на: а) зону частичного сульфидного выщелачивания, б) зону окисного обогащения.

2) Зону цементации.

3) Зону первичных руд.

В чистом виде резкая граница между первыми двумя зонами в месторождении отсутствует. Наоборот, везде наблюдается наложение минерального комплекса зоны окисления на зону цементационных руд по очень непра-

Таблица 2

Анализы вольфрамитов Колыванского м-ния

Кем произведен анализ	Содержание (в %)			Примечание
	WO_3	MnO	FeO	
Бек и Тейх	75.51	8.39	16.21	
Пилипенко	75.43	14.09	9.29	
Пилипенко	74.94	13.70	9.56	
Барнаульская лаборатория				
Д-р Засс	66.80	8.40	8.08	Материал нечистый.
Колыванская геол.-разв. партия . . .	—	9.91	12.77	

вильному контуру, в виде карманообразных захождений. Такое захождение еще более резко подчеркивается в участках жил, расположенных около тектонических нарушений. Здесь собственно иногда и встречается весь тот минеральный комплекс, который характеризует зону окисного обогащения— куприт и др. Такой порядок в распределении зон, надо думать, создался благодаря тому, что в одну из геологических эпох, образовавшаяся в чистом виде зона окисления, частично была снесена, но параллельно с общим развитием денудации произошло вновь наложение зон, которое и наблюдается сейчас.

Характерным в сущности процессом вторичного обогащения здесь является то, что вольфрамит, как более стойкий минерал к окислению, очень слабо поддается таковому там, где даже сульфиды значительно затронуты этим процессом. Интересно также то, что в месторождении не встречено цементационных минералов, качественно близких к вольфрамиту. В зоне, где имеются частично окисленные и чисто цементационные сульфидные руды, вольфрамит встречается в виде свежего, блестящего по поверхности мине-

рала в естественном, присущем ему виде. В зоне интенсивно окисленных руд, а также в поверхностных выходах жил, вольфрамит подвергается частичному окислению. Здесь образуется вольфрамовая или медно-вольфрамовая охра, при этом кристаллы вольфрамита, частично сохраняясь,теряя первичный вид, приобретают матовый блеск и становятся рассыпчато-хрупкими. Таким образом зона цементации в месторождении может быть выделена по ее характерным чертам только для сульфидов; для вольфрамита же она по существу будет являться зоной первичных руд.

Также в тесной связи с существующим распределением зон находится и незакономерное сочетание рудных минералов как в вертикальном, так и частично в горизонтальном разрезе. Это подтверждает совместное нахождение минералов, характеризующих различные зоны. В распространении зон по глубине намечаются некоторые пределы, а именно: зона сульфидного выщелачивания наблюдается не глубже 2—5 м, керны по буровым скважинам на глубине 100 м уже дают первичные сульфидные руды; подсеченный подземными выработками горизонт 30 и 50 м дает руды как окисленной, так и цементационной зон. На основании этого можно предположить, что на глубине 60—70 м будут встречаться в преобладающем количестве только руды цементационной зоны. Конечно, от этого будут отступления для тех участков жил, которые значительно тектонически нарушены, так как такие трещины способствуют легкой циркуляции растворов и атмосферных агентов, а вместе с этим — и их усиленной деятельности.

В заключение нужно установить, что̀ можно называть вольфрамовой рудой в месторождении. Под этим следует подразумевать материал жилы — рудной зоны, состоящей из чистого кварца и кварцево-слюдистой породы (грейзен). В состав руды грейзен вводится потому, что он хотя и в незначительной доле, но все же содержит вольфрамит и поэтому пренебрегать им будет нецелесообразно. Участки зальбандов жил, состоящие из грейзенизованной породы, в категорию руд не включаются, так как они по существу представляют в различной степени метасоматически измененный микроаплит, т.-е. вмещающую кварцевую жилу породу.

VIII. ГЕНЕЗИС МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Последовательность процессов рудообразования можно представить следующим образом. Интрузия гранитной магмы в результате магматической дифференциации дает одну из последних фаз, очень богатую летучими компонентами — магму аплитопегматитового состава. В условиях тектонического напряжения и отчасти под влиянием интрузивного давления аплитовая магма внедрилась в вышележащую толщу пород, образовав здесь мощную дайку — шток микроаплита. Несмотря на то, что магма остывает быстро, в микроаплите происходит дальнейшая собственная дифференци-

ация, давшая впоследствии уже последние экстракты — рудообразующие возгоны.

После полного затвердевания или в конце его микроаплит подвергается трещинообразованию под влиянием двух причин: первой — внутреннего напряжения остаточных магматических растворов и второй — сокращению застывающего массива. Одновременно с образованием трещин в них проникали легко подвижные эманации, замещавшие (грейзенизовавшие) на своем пути микроаплит, а в соответствующей физико-химической обстановке образуя жильные выполнения. Таким образом процесс замещения был непосредственно связан со стадией формирования жил. Нужно только иметь в виду, что наибольшая концентрация рудосодержащих эманаций была приурочена к стадии жильного выполнения, причем открытие трещин происходило постепенно с переоткрытием ранее образованных, о чем свидетельствует частично наблюдаемая поясовая текстура кварцевых жил. Такое подновление не всегда приурочивалось к ранее образованным трещинам; заполнение их могло проявиться и по соседству с существующими, но обычно в той же общей ослабленной зоне. В этом случае эманации, заполнявшие трещины, образовывали тип кулисообразных жил.

Судя по установленному минеральному комплексу месторождения, состав эманаций, давших его, был довольно разнообразен, причем главная роль в них принадлежала кремнекислым соединениям и меньшая — рудным и минерализаторам. Кроме этого парагенезис минералов указывает на то, что процессы формирования месторождения протекали в условиях высоких температур, причем образование грейзенов частично характеризует пневматолитовую стадию, а формирование кварцевых жил связано с гидротермальной деятельностью в гипотермальных условиях.

Минераграфические исследования руд устанавливают три стадии гипогенной минерализации в месторождении. В пределах каждой из них образовался свой характерный комплекс рудных минералов. Этим стадиям предшествовали отложения кварца, образование которого в дальнейшем идет непрерывно параллельно с общим ходом рудоотложения. Каждая стадия не имеет резких границ, и начало отложения одного минерала обычно предшествует концу формирования другого. Процессы минералообразования первой стадии характеризуются привносом Fe, Mn и W с образованием магнетита и вольфрамита. На протяжении второй стадии происходит привнос Fe и As с образованием пирита и арсенопирита. Третья стадия характеризуется привносом Mo, Pb, Bi, Cu и Zn, давших соответственно минералы: молибденит, шеелит, айкинит, виттишенит, висмут, пирит II генерации, халькопирит и сфалерит. Образование шеелита, возможно частично, происходило за счет переотложения вольфрамовых соединений.

Наличие вторичных рудных минералов характеризует также и наличие супергенной эпохи минерализации, причем в ней можно выделить две

стадии. Первая стадия характеризуется нормальным образованием зон окисления и цементации в месторождении. Вторая стадия — это период формирования зоны окисного обогащения за счет зоны цементации первой стадии. Для главных минералов сказанное можно представить в виде следующей генетической табл. 3.

Таблица 3

Схема порядка отложения минералов (по Ю. Спейт и А. Новоселову)

Название минерала	Гипогенная эпоха минерализации			Супергенная эпоха минерализации		
				I стадия		II стадия
	I стадия	II стадия	III стадия	Окисл.	Цемент.	
Магнетит	—					
Вольфрамит	—					
Пирит I генерации		—				
Арсенопирит		—				
Молибденит			—			
Шеелит			—...			
Айкинит			—			
Виттишенит			—			
Висмут			—			
Пирит II генерации			—			
Халькопирит			—			
Цинковая обманка			—			
Кварц	—	—	—			
Гематит				—		
Вольфрамовые охры				—		—
Лимонит				—		—
Ковеллин				- -	—	
Халькозин					—	
Куприт						—
Азурит						—
Малахит						—

Отмеченными выше моментами не исчерпывается вся геологическая история месторождения. После окончательного формирования рудных тел последние подверглись воздействию тектонических напряжений. Следствием этого и являются те дизъюнктивные нарушения, которые фиксируются

сейчас в пределах рудной полосы — микроаплита. Отсутствие фактических материалов не позволяет точно решить вопрос об абсолютном возрасте этих подвижек, но по косвенным соображениям, можно полагать, что они образовались вслед за формированием кварцевых жил. Возможно, по времени это событие связано с последними отголосками варисцийского орогенеза.

В таком виде представляется сейчас генезис месторождения. Придерживаясь классификации рудных месторождений М. А. Усова, Колыванское м-ние по типу можно отнести к эманационным, жильным гипабиссальной фации.

IX. ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

Совокупность всех вышеуказанных геолого-разведочных данных позволяет отметить сейчас следующие общие положения по месторождению. Всего в настоящее время в месторождении известно несколько десятков кварцевых жил. Из последних некоторая часть (шесть) прослежена подземными выработками на глубине 30 м и подсечена (три) буровыми скважинами на глубину 100 м. Таким образом, можно предполагать, что рудные жилы уходят на значительную глубину. Это повышает перспективную оценку той части жил, которые еще только вскрыты в поверхностных выходах. Содержание вольфрамовой кислоты для отдельных разведанных блоков жил довольно устойчиво. Наличие во всех буровых кернах вкрапленности вольфрамита позволяет надеяться на то, что с глубиной оруденение не прекратится.

При возможном развитии эксплоатационных работ нужно всегда иметь в виду тектоническую нарушенность рудных тел и при планировании таковых должна быть применена известная гибкость охвата всего рудного блока-поля. Во всяком случае в пределах разведанного контура мелкие подвижки, наблюдаемые на глубине в крупных отрезках жил, не дают большой разницы с подвижками, выходящими на поверхность. Вообще же такие перемещения измеряются в пределах 0.5—6 м. Из крупных нарушений можно отметить только три с амплитудой до 20 м.

По абсолютному количеству сульфидов и вольфрамита наиболее бедным является южный участок месторождения, но вскрытые здесь в поверхностных выходах несколько кварцевых жил по своим качествам заслуживают дальнейшей разведки. Закономерность количественного распределения вольфрамита в жилах остальных участков месторождения окончательно пока еще не ясна, но имеющиеся данные говорят о большем богатстве жил, расположенных в районе старых демидовских работ.

Из остальных полезных компонентов месторождения нужно отметить медь и висмут. Учитывая такой сложный состав руд, нужно считать, что обработка их должна итти по линии комплексного извлечения.

Если при рядовой обработке не представится возможности извлекать висмут, то для извлечения его нужно определить технологию обработки остающихся обогащенных хвостов.

По своему масштабу данное месторождение не является крупным, но запасы его и качество руд не вызывают особых сомнений в рентабельности их добычи и обработки в масштабе промышленного предприятия.

Весьма благоприятен для эксплоатации рельеф месторождения, в виду чего месторождение может быть разработано до значительной глубины (80—100 м) штольнями. Населенность района, наличие по соседству горнорудных предприятий, обеспеченность строительным материалом (лес, глина, известь, камень) и возможность использования окрестных торфяников как источников энергии, — все это является благоприятными факторами для месторождения.

Установленная монацито- и вольфрамоносность делювиальных россыпей участка по своему содержанию является убогой. Имеющиеся в отвалах старых работ вольфрамсодержащие кварцевые руды могут быть легко выбраны ручной сортировкой и пущены в обработку, тем более, что содержание WO_3 в них вполне промышленное.

ЛИТЕРАТУРА

Бек В. и Тейх Н. Волчец и шеелит из русских месторождений, Горн. журн. № 8, 1869.

Богданов Д. Материалы для геологии Алтая. М., 1911, стр. 71.

Болдырев А. К. Разделение русских вольфрамитов на минералогические виды и связь состава природных вольфрамитов с их чертой. Зап. Русск. мин. общ., XIII, № 2, 1929.

Вернадский В. И. Заметка о распределении химических элементов в земной коре. Изв. Акад. Наук, 1911, стр. 1136—1142.

Григорьев И. Ф. Основные черты металлогении Рудного Алтая и Калбы. Сб. «Большой Алтай», изд. Акад. Наук, 1934.

Гуляев Н. С. и Ивачев Н. А. Краткий исторический очерк, составленный к столетию (1802—1902) Колыванской шлифовальной фабрики на Алтае, 1902.

Елисеев Н. А. О месторождении вольфрамита в Рудном Алтае. Изв. ВГРО, вып. 36, 1932, стр. 51.

Елисеев Н. А. О надвигах в Рудном Алтае, Вестн. ВГРО, 1932.

Еремеев П. Экземпляр железного волчеца (вольфрамита) Сев. Алтая. Зап. Мин. общ., 1894, 31, стр. 404.

Котульский В. К. Отчет о состоянии и деятельности Геолкомитета за 1917 г., Изв. Геол. ком., № 1, 1918, 37.

Купфер А. Минералогическая коллекция Горн. инст., 1911.

Лиандов К. Руды вольфрама и способы их обогащения. Горн. журн., 1923, № 8—9.

Мейстер А. Вольфрам в России. Естеств. производ. силы России, изд. КЕПС Акад. Наук, 1920.

Митропольский Б. С. и Паренаго М. Полиметаллические месторождения Алтая и Салаира, 1931.

Ненадкевич К. А. Очерк исследования висмутовых руд Забайкалья, 1929.
Нехорошев В. П. Геологический очерк Рудного Алтая. Изв. ГГРУ, 1930, № 5.
Нехорошев В. П. Тектоника и металлогения Южного Алтая. Изв. ВГРО, 1932, вып. 15.
Нехорошев В. П. О возрасте метаморфических пород Калбинского хребта, Вестн. Геол. ком., 1927, № 6.
Нехорошев В. П. Краткий геологический очерк территории Большого Алтая. Сб. «Большой Алтай», изд. Акад. Наук, 1922.
О действии Колывано-вознесенских заводов в 1842 г. Горн. журн., 1844, IV, № 12.
Обручев В. А. Рудные месторождения, 1929.
Обручев В. А. История геологического исследования Сибири, тт. I, II, III, изд. Акад. Наук, 1931—1934.
Петц Г. Геологическое описание, 13-й лист X ряда 10-верстной карты. Тр. Геол. каб., 1904, вып. 1.
Пилипенко П. П. Минералогия Зап. Алтая. Изв. Том. унив., 1915.
Реутовский В. Полезные ископаемые Сибири, СПб., 1905, стр. 141.
Ренованц И. М. Минералогические, географические и др. смещ., «Изв. об Алтайских горах», перев. В. Севергина, 1792.
Селиховкин В. В. Вольфрамовые руды в Зап. Сибири, Вестн. Моск. горн. акад., 1922, ч. 1.
Спейт Ю. А. и Новоселов А. М. О составе руд Колыванского вольфрамового м-ния. Вестн. Зап.-Сиб. ГРТ, 1933.
Трофимов В. С. Оловянные и вольфрамовые м-ния Прииртышья, Сб. «Большой Алтай», изд. Акад. Наук, 1934.
Труды IV Всесоюзной геологической конференции по цветным металлам, вып. 5, «Редкие металлы», 1932.
Усов М. А. Краткий курс рудных месторождений, Томск, 1931.
Усов М. А. Фации и фазы интрузивов, изд. 2, 1932.
Холмов Г. В. Результаты минералого-петрографической съемки Шерловогорского вольфрамового м-ния. Изв. Геол. ком., 1929, 48, № 10.
Холмов Г. В. Минералогический очерк Дулдургинского вольфрамового м-ния. Тр. ВГРО, 1931, вып. 133.
Шахов Ф. Н. Материалы к геологии месторождений вольфрама и бериллия на Алтае, Проблемы советской геологии, 1934, № 9.

Д. Я. СУРАЖСКИЙ

КАИНДИНСКОЕ ВОЛЬФРАМОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ В КАЗАХСТАНЕ

ВВЕДЕНИЕ

Настоящая статья является сводкой результатов геолого-разведочных работ, производившихся в 1931—1932 гг. партией Казгеолтреста под руководством автора по поручению и на средства Всесоюзного объединения «Союзредмет».

За указанный период оконтурена площадь распространения рудоносных кварцевых жил, произведено опробование месторождения с поверхности и частью на глубине до 30 м, а также шлиховое опробование наносных образований в окрестностях гранитного массива, заключающего месторождение.

Детальной петрографической съемкой охвачен как участок месторождения (на площади 1.5 км² в масштабе 1 : 2000), так и район, к нему прилегающий (масштаб 1 : 25 000, площадь 36 км²). В качестве топографической основы в обоих случаях служили страдающие большими неточностями планшеты топографа М. Н. Беляева, снятые в летний сезон 1931 г. Позднее, а именно в летний сезон 1932 г., планшет 1 : 2000 был несколько исправлен и дополнен топографом М. А. Касаткиным.

I. ОБЩИЕ ДАННЫЕ

Каиндинское вольфрамовое месторождение находится на территории Казахской ССР, в административных границах Бельагачского района, на левом берегу р. Иртыша, в 100 км на юго-запад по воздушной линии от г. Семипалатинска, в 5 км на юг от Убинского вольфрамового месторождения, в пределах листа X-6 двухверстной топографической съемки корпуса военных топографов.

С ближайшим железнодорожным пунктом — станцией Семипалатинск Омской ж. д. — район соединен хорошей грунтовой дорогой, вполне пригодной для автосвязи. Кроме того, по р. Иртышу довольно правильно курсируют пароходы, являющиеся удобным средством сообщения с Семипалатинском в летнее время. Навигация обычно начинается в конце апреля и заканчивается в середине октября — начале ноября. Ближайшая пристань иртышского пароходства — Убинский форпост — находится в 75 км

на запад от месторождения. Как с пристанью, так и с ближайшими населенными пунктами внутри района месторождение соединено вполне удовлетворительными колесными дорогами.

Район населен довольно густо. Ближайшими населенными пунктами являются: на левом берегу Иртыша: пос. Азовский — в 5 км на восток от месторождения, с. Митрофановка (административный центр) — в 20 км на юг, аул Баймурат — в 10 км на запад; на правом берегу Иртыша: с. Убинское на Убе — в 7 км на северо-запад и с. Зевакино — в 9 км на северо-восток.

В основном район сложен мягкими и малоустойчивыми породами метаморфической свиты. Поэтому для него характерны мягкие формы рельефа, монотонность которого нарушается лишь сравнительно редкими выступами гранитов, создающими заметные повышения и сохранившими более резкие контуры, крутые скалы и угловатые резкие вершины. Являясь наивысшей точкой в районе, он гипсометрически характеризуется абсолютной отметкой 243.55 м и относительными 75—80 м.

На площади развития пород гранитной магмы особое значение имеют процессы физического выветривания (шелушение, десквамация гранитов), создающие причудливые формы микрорельефа, проявляющиеся в виде матрацевидной отдельности, навесов, каверн, башенок, являющихся характерными чертами каиндинских гранитов.

II. ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА РАЙОНА

Доминирующее значение в геологическом строении окрестностей месторождения принадлежит породам метаморфической свиты, а именно: биотитово-кварцевым сланцам и заключенному в них довольно несложному комплексу роговообманковых пород. Залегание их в пределах изученного района моноклинальное, простирание СЗ 305—310°, падение СВ∠75° до вертикального. Эти породы являются северным продолжением Прииртышской кристаллической полосы, описанной еще Падуровым, и прорваны мощной гранитной интрузией, которая в пределах интересующего нас участка выходит на поверхность в виде двух изолированных массивов. Последние обладают в горизонтальном сечении весьма несложными очертаниями и представляют, несомненно, выдающиеся части одного и того же интрузива. В одном из гранитных массивов (Каиндинская сопка) локализуется описываемое месторождение. Другой, сложенный гранитами участок обнажается в 3.5 км от первого. С ним связано другое вольфрамовое месторождение, так называемое «Промежуточное», территориально расположенное между Убинским и Каиндинским.

В геологическом строении района принимают участие многочисленные апофизы кислой интрузии в виде гранит-аплитовых жил и отдельных куполообразных даек гранита, распространенных в области развития пород

метаморфической свиты. Повсеместным распространением пользуются также кварцевые жилы. Особо следует отметить значительное распространение на соседних площадях (незатронутых петрографической съемкой автора) изверженных пород основного типа, представленных главным образом жилами диабазов и порфиритов.

Возраст кристаллических сланцев, являющихся литологической основой района, — палеозойский, ближе неопределенный вследствие отсутствия или плохой сохранности в этой свите органических остатков. Прежними исследователями метаморфические породы Прииртышской полосы относились к различным геологическим системам, начиная от кембрия и кончая нижним девоном; современные исследователи Алтая (Н. Н. Падуров, В. П. Нехорошев, Н. А. Елисеев) склонны приписывать им кембро-силурийский возраст. Подобное же различие во взглядах наблюдается и при разрешении вопроса о последовательности извержений и возрасте изверженных пород. В описании листа Змеиногорска Г. Г. Петц (1904) устанавливает следующую последовательность:

1) образование интрузивных пород (гранитов);
2) образование куполов и жил (порфиров);
3) образование жил диабазов и порфиритов.

Возраст гранитов определяется им не моложе, чем девонский или каменноугольный. Подобного же взгляда на возрастные взаимоотношения изверженных пород для других районов Алтая придерживаются: Толмачев (1909), Поленов (1898), С. Яковлев и др. Иностранцев (1898), Обручев (1912), Резниченко (1916) и позднейшие исследователи (Н. Н. Падуров, В. П. Нехорошев, Н. А. Елисеев) относят гранитную интрузию к послекарбоновому времени, считая, что осадочная толща до метаморфизма содержала уже в себе инъекции габброидной магмы, регионально метаморфизованные заодно со всем комплексом вмещающих пород.

В тектоническом отношении район характеризуется следами орогенических движений варисцийской складчатости, характер которой остается не вполне выясненным; однако, в ней различаются несколько фаз, из которых с первыми связана интрузия основных пород, а с последними — внедрение калбинской гранитной интрузии и катаклаз пород основных даек.

Как мы видели, тектоника района выражена сильной дислокацией метаморфической свиты главным образом пликативного характера — осадочные породы собраны в крутые, местами опрокинутые складки, верхи которых в настоящее время размыты. Направление осей этих складок (на северо-запад 305—310°) указывает, в полном согласии со взглядами прежних исследователей, на наличие во время складкообразования довольно строго ориентированного северо-восточного давления, обусловившего собой вместе с тем ориентированность в северо-западном направлении калбинского гранитного батолита. Эти же тектонические влияния обусловили

собой направление типичной отдельности в граните, послужившей путями для циркуляции рудных растворов.

На ряду с этим необходимо указать на элементы дизъюнктивной дислокации, отмеченные на участке месторождения и проявляющиеся в виде небольших постминеральных сбросов, один из которых был выявлен во время разведки жилы № 1. Простирание сбросовой трещины (точнее, взбросовой) СВ 10°, падение СЗ∠15°. К элементам дизъюнктивной дислокации следует отнести также и незначительные подвижки по простиранию рудных кварцевых жил, иногда (жила № 1) имеющих ступенчатый характер. Эти нарушения свидетельствуют о том, что тектонический процесс продолжался и после застывания гранитного массива, но напряжение уже имело северо-западное направление.

Частично напряжение имело, повидимому, место и в период формирования интрузива — не отражаясь на текстуре гранита, следы его улавливаются на ориентировке Каиндинского гранитного массива в северо-восточном направлении. С этими же процессами следует, повидимому, связывать и образование ослабленных зон в метаморфических сланцах, к которым приурочены пластовые (безрудные) кварцевые жилы.

III. ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК РАЙОНА МЕСТОРОЖДЕНИЯ

КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ СЛАНЦЫ

Биотитово-кварцевые сланцы макроскопически это — тонкозернистые сланцеватые породы серо-зеленого цвета, состоящие из темной основной массы и линзочек светлого минерала в виде порфиробластов. Направление сланцеватости совпадает с направлением простирания пород или близко к нему (на северо-запад 305—315°). Под микроскопом порода распознается, как состоящая в основном из кварца и биотита приблизительно в равных отношениях; к ним присоединяются в переменных количествах магнетит, мусковит, андалузит и плагиоклаз.

В сланцах различаются: 1) основная масса с размерами зерен до 0.015 мм, представляющая собой тонкозернистый аггрегат кварца, биотита и непрозрачного рудного минерала, и 2) более крупные линзовидные зерна кварца, средняя величина которых равна 0.09 мм². Кварц как в основной массе, так и в виде порфиробластов образует неправильные зерна с извилистыми и зазубренными границами. Минерал сильно трещиноват и переполнен включениями мельчайших частиц рудного минерала, причем эти включения пользуются значительным развитием только на периферии кварцевых зерен, редко попадая в их внутренние части. Облачного погасания кварца не наблюдалось.

Биотит, представленный неправильными листочками обычной лапчатой формы, находится в крайней степени хлоритизации, что подчеркивается: 1) значительно понижением двупреломлением и крайне неравномерной

окраской на протяжении одного и того же разреза — в то время как периферические части здесь почти бесцветны, центральные части тех же чешуек показывают сильный плеохроизм в коричневато-зеленоватых тонах; 2) обильными выделениями бурых окислов железа по трещинкам спайности. Для биотита было определено $Ng - Np = 0.031$, прямое угасание, положительное удлинение, отрицательный знак. Мусковит встречается в аналогичных формах, но значительно реже. Андалузиту принадлежат обычно тонкие, беспорядочно ориентированные в породе иголочки со слабым плеохроизмом в голубоватых тонах, иногда образующие расходящиеся аггрегаты.

В некоторых разностях биотитово-кварцевых сланцев наблюдались редкие оплавленные зерна слабо зонального плагиоклаза, идиобластичного по отношению к другим составным частям породы.

Плагиоклаз встречается крайне редко (1—2 зерна в шлифе), обладает весьма малыми размерами и находится в крайней стадии разложения, а потому определить его не представляется возможным.

Гематит пользуется значительным развитием и составляет иногда до 25% от всей площади шлифа. Гематит представлен как аггрегатами мелких зерен, образующими полосы, вытянутые по направлению сланцеватости, так и отдельными крупными зернами неправильных очертаний, просвечивающими в тонких краях красноватым цветом. Почти всегда гематит сопровождается пленками лимонита.

Не только пластинчатые минералы, но и зерна кварца вытянуты в одном направлении, что обусловливает кристаллически сланцеватую текстуру.

Структура переходная от мостововидной к чешуйчатой (табл. I, микрофото 1 и 2). Контакт биотито-кварцевых сланцев с гранитом очень резкий, без каких-либо переходных зон; обе породы отчетливо отграничены друг от друга и при том полностью сохраняют свою первоначальную структуру и минералогический состав.

Роговообманковые породы пользуются значительным развитием в 1—1.5 км к северу от месторождения (район сопки Кара-чоку) в виде даек, залегающих согласно с граничащими биотитово-кварцевыми сланцами. При петрографическом их изучении в них можно по минералогическому составу и текстурным особенностям выделять следующие петрографически самостоятельные части: 1) амфиболиты, 2) роговообманковые сланцы и 3) гранат-амфиболовые сланцы. Между всеми этими породами наблюдается постепенность переходов. Все роговообманковые породы богаты тонкими (lit par lit) инъекциями кварца и пегматита в виде тонких прожилков и линзообразных гнезд, сопровождаемых тонкой плойчатостью.

Амфиболиты макроскопически являются массивными крупнокристаллическими породами темнозеленого цвета с крупными (до 1 см) порфиробластами полевого шпата. Сланцеватость их выражена крайне слабо.

Под микроскопом порода распознается как состоящая из амфибола и плагиоклаза приблизительно в равных количествах. Измерение оптических констант плагиоклаза неизменно указывало на принадлежность его к № 46—51.

Относящиеся сюда данные сведены в табл. 1

Таблица 1

Координаты двойниковых осей			Двойниковый закон	2V	№ плагиоклаза
Ng	Nm	Np			
34	58	80	Периклиновый	82°	51
63	46	52	Карлсбадский	80°	46
26	63	86	Альбитовый	70°	45—56

Плагиоклаз представлен крупными (0.1—1 мм) лейстовидными зернами, образующими полисинтетические двойники большею частью по альбитовому закону, часто в комбинации с периклиновым и карлсбадским. Края зерен сильно корродированы, минерал раздроблен, причем по трещинкам разлома развиваются чешуйки зеленоватого амфибола, образующие прожилки до 0.03 мм толщиной. В местах пресечения породы кварцевыми и полевошпатовыми прожилками процессы вторичного изменения плагиоклаза осложняются появлением ярко интерферирующих листочков серицита, к которым часто присоединяется мелкий, не действующий на поляризованный свет аггрегат соссюрита; таким образом, преобразование полевого шпата сводится к совместно идущим уралитизации, серитизации и соссюритизации. В наибольшей степени вторичные продукты поражают края плагиоклазовых табличек и особенно плоскости двойниковых швов. Отсюда изменение распространяется на глубину, и в конце концов плагиоклаз настолько пронизывается этими продуктами его разрушения, что превращается в аггрегат мелких зерен, сохраняющих, однако, оптическую ориентировку первоначального крупного зерна.

Роговая обманка образует большей частью вытянутые выделения, лишенные конечных граней, с совершенной спайностью по удлинению и часто обнаруживает волокнистое строение. Плеохроизм обычно слабый: по Ng — зеленый, по Nm — желтовато-зеленый, по Np — бесцветный, Ng — Np = =0.025 (компенсатор Бабине). Угасание CNg— от 19 до 16°; часты двойники по (100) (табл. I, микрофото 3).

Указанный простой минералогический состав полевошпатовых амфиболитов в некоторых случаях осложняется присутствием цоизита и титанита, причем последний иногда является весьма существенной частью

породы, образуя разной величины неправильные зерна с обычными оптическими свойствами.

Цоизит развивается по плагиоклазу и также представлен неправильными зернами с характерной аномальной индигово-синей интерференционной окраской. Большой угол оптических осей дает основание для определения β-модификации минерала.

В типичных амфиболитах структура гранобластическая. Особо следует отметить следы динамического воздействия, выразившиеся в раздроблении и дугообразных изогнутиях плагиоклазовых лейст и в разломах и сдвигах отдельных иголочек амфибола.

Когда процесс уралитизации доходит до предела, в разностях амфиболитов, переходных к роговообманковым сланцам, структура породы, благодаря значительной степени идиоморфизма плагиоклазовых лейст, приобретает характер, переходный к офитовой или диабазовой структуре (табл. I, микрофото 4). В этом случае различаются: мелкозернистая основная масса, состоящая из тонких ориентированных в одном направлении иголочек уралита и чешуек хлорита, и сравнительно крупные реликты плагиоклаза и зерна роговой обманки, являющиеся порфиробластами, причем как плагиоклаз, так и амфибол носят явственные следы резорбции, разъеденности, усвоения их основной мелкозернистой массой.

Хлорит образует мелкочешуйчатые аггрегаты, располагающиеся в промежутках между зернами актинолита. Косое угасание и отрицательный знак позволяют отнести этот минерал к клинохлору.

Роговообманковые сланцы. В конечной стадии процесса амфиболитизации первоначального субстрата амфиболиты теряют свое грубозернистое массивное сложение и переходят в тонкослоистые роговообманковые сланцы, состоящие главным образом из тонких иголочек актинолита, вытянутостью которых в одном направлении и определяется сланцеватая текстура породы. Структура породы в этом случае является лепидобластической, порфиробласты исчезают совершенно. Очень редко среди мелкозернистой массы появляются сравнительно крупные зерна роговой обманки, показывающие сильный плеохроизм: по Ng — сине-зеленый, по Nm — желтовато-зеленый, по Np — желтый; Ng — Np=0.025, CNg=16°, 2V=82°; интенсивная окраска по направлению луча Ng вызывает подозрение на несколько повышенное содержание щелочей. По плоскостям сланцеватости порода часто инъецирована позднейшими кремнекислыми растворами и состоит из чередующихся светлых и темных полос, цвет которых обусловлен неодинаковым содержанием амфибола и светлых силикатов (табл. II, микрофото 5).

Гранат-амфиболовые сланцы. В лейкократовых прослоях роговообманковых сланцев довольно постоянна примесь буровато-красного граната, принадлежащего, повидимому, альмандину; в этом случае порода

переходит в гранат-амфиболовые сланцы. Для них характерны светлозеленая окраска и очень тонкозернистое сложение. Под микроскопом обнаруживается следующий их состав: плагиоклаз, кварц, амфибол, гранат, магнетит и изредка эпидот.

Плагиоклаз образует изометрические зерна, большей частью без свойственного ему двойникового сложения. Величина этих зерен колеблется от 0.03 до 0.05 мм. Для плагиоклаза было определено: n>кварца, положительный знак, максимальное угасание в симметричной зоне +35°, что позволяет отнести минерал к лабрадору.

Кварц встречается в переменных количествах, занимая промежутки между другими составными частями породы, и играет значительную роль в качестве включений в гранате; сами кварцевые зерна переполнены включениями актинолита и непрозрачного рудного минерала. Актинолит характеризуется следующими оптическими константами: Ng — Np=0.020—0.024; плеохроизм слабый: по Ng — синевато-голубой, по Np — желтовато-голубой; CNg=16°, 2V = 81°.

Гранату принадлежат порфиробласты, величина которых колеблется от 0.04 до 0. 3 м. Большею частью гранат представлен хорошо ограненными кристаллами в форме ромбического додекаэдра, иногда же грани кристаллов округлены. В шлифе минерал окрашен в светлорозовые тона и разбит системой параллельных трещин, отражающих его пластинчатое строение. Из включений преобладают зерна кварца размерами до 0.92 мм и иногда тонкие иголочки актинолита. Зерна граната как бы обтекаются пластинчатыми минералами, причем в местах его кристаллизации часты случаи разлома и сдвига отдельных иголочек актинолита.

Структура порфиробластическая, текстура кристаллически сланцеватая, обусловленная вытянутостью иголочек актинолита в одном направлении (табл. II, микрофото 6).

Из описанных выше метаморфических образований биотитово-кварцевые сланцы принадлежат к катапородам, а роговообманковые породы — к мезопородам по классификации Грубенмана, причем амфиболиты и роговообманковые сланцы относятся соответственно к IV и V группам. Это деление является более или менее условным: микроскопическое изучение пород показывает, что процессы их преобразования происходили не в одной фазе. В первой фазе — явления регионального метаморфизма — происходит катаклаз пород в результате бокового давления, причиной которого, согласно взглядам Н. Н. Падурова, следует считать интрузию гранитов на небольшой сравнительно глубине. Во второй фазе происходит внедрение по плоскостям напластования пегматитов и огромного количества ювенильных продуктов (паров газа, растворов), пропитавших породы под большим давлением и приведших к усилению анаморфичных процессов. К действию кислой магмы следует, в частности, отнести хлоритизацию амфиболов и силь-

ную гранатизацию роговообманковых сланцев, приведшую к образованию гранат-амфиболовых разностей. Вместе с тем следует обратить особое внимание на отсутствие типичной экзоконтактовой зоны (роговиков), что связано безусловно с некоторыми специальными факторами, а именно, формой гранитного массива.

Вопрос о первоначальном составе пород, послуживших материалом для кристаллических сланцев, в достаточной степени не выяснен. Если с известной долей уверенности можно говорить о том, что биотитово-кварцевые сланцы до метаморфизма представляли собой фацию древних седиментационных образований, содержащих значительное количество глинистых веществ, то значительная перекристаллизация основного субстрата не дает основания судить о первоначальном составе роговообманковых пород; только лишь косвенные данные, к которым относятся наблюдаемая в некоторых шлифах диабазовая структура и большое развитие на соседних площадях жил диабазов и порфиритов, позволяют думать, что субстратом для полевошпатовых амфиболитов был габброидный материал.

Если это так, то тогда в полном соответствии со взглядами Иностранцева, Обручева и Резниченко мы можем рассматривать гранитную интрузию как более юную по сравнению с основными изверженными породами, в сильнейшей степени метаморфизованными, в то время как граниты свежи и неизменены.

ПОРОДЫ ГРАНИТНОЙ МАГМЫ

Каиндинский массив представляет собой вытянутое в меридиональном направлении гранитное тело, элементы рельефа которого проявляют, однако, тенденцию к северо-восточной ориентировке.

Это несовпадение орографической оси с геологической может быть, как мы видели выше, объяснено дислокационными явлениями, последовавшими в период за вторжением кислой интрузии.

Решение вопроса о форме интрузива встречает затруднения, поскольку характер контакта гранита со сланцами в достаточной степени не выяснен. Западный контакт крутой, иногда (жила № 1) дающий элементы залегания, указывающие на падение сланцев под гранит. О характере восточного контакта высказаться трудно, так как он прикрыт мощной толщей делювиальных отложений; однако, и здесь, так же как и по другим направлениям, имеющиеся факты позволяют подозревать наличие крутого контакта. Одним из косвенных признаков, свидетельствующих в пользу этого предположения, является отсутствие типичной экзоконтактной зоны, метаморфизованного ореола, ширина которого согласно известной схеме Фергусона и Батемана (1912) пропорциональна проекции контактной поверхности на горизонтальную плоскость.

Сопоставление приведенных фактов позволяет говорить скорее всего о лакколитообразной форме, упоминание о которой мы встречаем у многих современных исследователей Алтая. Гранитный массив сильно эрродирован, чем обусловлен, между прочим, и его резко расчлененный рельеф, отдельные части которого показывают разницу в гипсометрических отметках до 60 м. Эрозией же обусловлена и прекрасная обнаженность месторождения — большинство кварцевых жил легко прослеживается уже по поверхностным выходам, и только в редких случаях для обнажения их потребовались незначительные расчистки.

Качественно характеризуясь довольно постоянным минералогическим составом, каиндинский гранит все же не является однородным на всей площади месторождения, причем изменения выражаются как в сильно варирующем количественном содержании слагающих породу компонентов, так и в структуре гранита, показывающего постепенные переходы от резкопорфировидного, слагающего восточную часть гранитного массива, до равномернозернистого, развитого преимущественно в его западной части, в виде широкой полосы вдоль контакта с осадочной свитой.

Никаких фактов, свидетельствующих о разновременности интрузии этих двух типов, полевыми наблюдениями не установлено, и анализ имеющихся геологических данных заставляет отнести их к одному поднятию магмы, среднезернистый же гранит рассматривать как фацию, связанную в своем образовании с физическими условиями застывания и процессами ассимиляции очень богатых кремнеземом пород кровли, при более поверхностном расположении этой фации по сравнению с остальным массивом.[1] Последнее обстоятельство имеет немаловажное значение при реконструкции кровли интрузива.

Кроме отмеченных двух типов гранита, в геологическом строении месторождения принимает участие также и аляскитовый гранит, выход которого обнаружен на южной оконечности каиндинского гранитного массива, в западной части так называемой «Узкой» сопки, причем на довольно резкой границе аляскитового гранита с порфировидным последний получает более или менее ясно выраженное катакластическое сложение и становится слегка гнейсовидным; очевидно, интрузия кислой магмы все же не являлась процессом строго единовременным, а представляется как бы пульсирующим процессом, растянувшимся на более или менее долгий промежуток времени. Как мы увидим далее, изучение характера минералообразования до известной степени подтверждает эти соображения.

Гранитный массив пересечен позднейшими аплитовыми и кварцевыми жилами. К производным гранитной интрузии относятся также и многочисленные гранитные жилы, развитые повсеместно в районе.

[1] Это предположение подтверждается также постепенным переходом на глубине среднезернистого гранита в порфировидный (шурф № 1).

Таким образом, если не считать рудных кварцевых жил, то по минералогическим и морфологическим признакам в гранитном массиве можно выделить следующие части: 1) порфировидный гранит, 2) среднезернистый гранит, 3) аляскитовый гранит, 4) аплит и 5) жильный гранит.

Порфировидный гранит. Макроскопически порфировидный гранит представляет собой кристаллически-зернистый аггрегат серого кварца и молочнобелого полевого шпата с варирующим содержанием цветных составных частей. Основная масса мелкозернистая, серого цвета, вкрапленниками являются крупные зерна полевых шпатов. Под микроскопом — порода состоит из следующих минералов: кварца, плагиоклаза, калинатрового полевого шпата, биотита и мусковита.

Кварц образует ксеноморфные зерна, выполняющие промежутки между другими составными частями породы. Динамические влияния, сказавшиеся в появлении волнистого угасания и раздробленности отдельных зерен, выражены в высшей степени отчетливо.

Полевошпатовая часть породы представлена главным образом калинатровым полевым шпатом, что сближает описываемый гранит с щелочной ветвью этого семейства. Наиболее распространенным является микропертит, образующий фенокристаллы, превосходящие размером зерна других составных частей. Не редок микроклинпертит, ксеноморфные зерна которого, прорезанные параллельно ориентированными, несколько изогнутыми полосками плагиоклаза, при скрещенных николях показывают характерную картину резко морщинистой поверхности (табл. II, микрофото 7). Ортоклаз и микроклин в шлифах порфировидного гранита наблюдаются сравнительно редко и образуют некрупные зерна без кристаллических очертаний, причем ортоклаз встречается чаще микроклина.

Измерения ортоклаза на универсальном столике показали: координаты спайности (001):

1) Ng—89°, Nm—5°, Np—86°, 2V=68°;
2) Ng—88°, Nm—7°, Np—84°, 2V = 71°.

Микроклин определяется следующими оптическими константами:

1) MNg—80°, MNm—10°, MNp—84°, 2V=76°;
2) MNg—86°, MNm—12°, MNp—78°, 2V=86°.

Плагиоклаз по отношению к кали-патровому полевому шпату находится в весьма подчиненном количестве и, судя по его идиоморфизму, является продуктом более ранней кристаллизации. Обычно встречается в виде брусков и табличек разного размера, почти всегда полисинтетически двойниковых по альбитовому и периклиновому законам. Плагиоклазы на

блюдались исключительно кислые — от альбита до олигоклаза, как можно видеть из следующей таблицы:

Таблица 2

Координаты спайности			Двойниковый закон	2V	№ плагиоклаза
Ng	Nm	Np			
80	15	76	Периклиновый	83°	11
10	60	90	Альбитовый	84°	10
15	77	83	»	82°	8
16	76	90	»	84°	8
87	16	73	Манебахский	—	13

Процессы вторичных изменений полевых шпатов выразились в появлении мельчайших чешуек и мути каолина и мелкочешуйчатых скоплений бесцветной слюды. Кроме того, в полевых шпатах довольно часты также мелкие включения первичных слюд — биотита и мусковита, по своей величине и сильному двупреломлению легко отличающегося от вторичной бесцветной слюды.

Биотиту принадлежат неправильно ограниченные листочки большей или меньшей величины с сильным плеохроизмом от почти полного погасания по Ng и Nm до бледножелтой окраски по Np.

Из вторичных продуктов иногда появляются бурые окислы железа, причем в этом случае минерал обесцвечивается, превращаясь в мусковитоподобную слюду. Для биотита было определено: Ng — Np=0.048 (компенсатор Berek), прямое угасание, отрицательный знак.

Мусковит встречается в аналогичных формах развития, иногда в параллельных с биотитом сростках. По большей части происхождением своим обязан процессам мусковитизации биотита, на что указывают, с одной стороны, несколько повышенное двупреломление, а с другой стороны — слабо плеохроичные участки в центральных частях зерна. Известное значение имеет также развитие мусковита за счет полевых шпатов.

Для мусковита установлено: 2V=12°, Ng — Np=0.042, прямое угасание, отрицательный знак.

Структура породы — обычная для гранитов гипидиоморфно-зернистая, текстура массивная, иногда слабо параллельная, обусловленная соответствующим расположением листочков биотита.

Последовательность выделения минералов: 1) биотит, 2) альбит, 3) микроклинпертит, микропертит, 4) ортоклаз, микроклин, 5) кварц, 6) мусковит, 7) серицит, каолинит.

Следует, однако отметить, что, как это установлено работами Аллинга (1921), при наличии процессов взаимного растворения каких-либо компонентов в жидком состоянии и последующего их распада в твердой фазе с образованием сложных пертитовых структур наблюдаются отклонения от общего порядка кристаллизации, а именно: индивидуальные зерна компо-

Таблица 3

Кали-натровый полевой шпат	Плагиоклаз	Кварц	Биотит+мусковит	Общая сумма
43	11	43	3	100
49.5	5.5	39	6	100
59	11	26	4	100
50.5	9.5	36	4	100

нентов образуются позднее их эвтектической смеси, и тогда место альбита в нашей схеме не может быть определенно достаточно точно. Количественно минералогические определения с окуляром Гиршвальда для трех шлифов порфировидного гранита показали результаты, представленные в табл. 3 (в %).

В табл. 4 приводятся результаты химического анализа (в %) образца порфировидного гранита, произведенного Е. Т. Соколовой в Центральной аналитической лаборатории Института минерального сырья.

Таблица 4

Полученный состав		Состав, приведенный к 100%		Мол. колич.	
компоненты	вес (%)	компоненты	вес (%)		
SiO_2 . . .	73.87	SiO_2 . .	74.75	1.240	
TiO_2 . . .	следы	Al_2O_3 . .	13.06	0.128	0.139
Al_2O_3 . . .	12.91	Fe_2O_3 .	1.81	0.011	
Fe_2O_3 . . .	1.79	FeO . .	1.16	0.016	0.043
FeO	1.15	MnO .	0.06	0.001	
MnO . . .	0.06	CaO . .	1.47	0.026	
MgO . . .	следы	Na_2O .	4.04	0.066	0.104
CaO	1.45	K_2O . .	3.65	0.038	
Na_2O . . .	3.99				
K_2O . . .	3.61				
$H_2O + 110°$.	0.54				
H_2O прокал.	0.24				
Итого . .	99.61				

В результате соответствующих пересчетов данных этого анализа получается следующая магматическая формула (по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу):

$$1.4RO \cdot 1.4R_2O_3 \cdot 12.4\ SiO_2$$

или

$$RO R_2O_3 : 8.8\ SiO_2;$$
$$\alpha = 4 \cdot 4;\ \beta = 22.6;$$
$$R_2O : RO = 2.5 : 1.$$

Означенная формула свидетельствует прежде всего о резко щелочном характере породы, что на ряду с развитием характерных эвтектических структур говорит о близости состава рассматриваемых гранитов к составу тройной эвтектики: кварц-плагиоклаз-ортоклаз. В этом отношении небезинтересно отметить сходство приведенной выше формулы с магматической формулой для письменных гранитов по П. Н. Чирвинскому $0.95\ RO R_2O_3 : 8.75\ SiO_2$; $\alpha = 4.38$; $R_2O : RO = 5.2 : 1$, от которых наша порода отличается меньшим соотношением щелочных и щелочноземельных окислов.

Далее, сопоставление полученной нами формулы с теми, правда, немногочисленными данными, которые имеются для вольфрамоносных гранитов юго-западного Забайкалья — Цаган-Олуевского (Музылев, 1932) и Шерловогорского (Холмов, 1928), позволяют наметить некоторые общие черты для вольфрамоносных гранитов Калбы и Забайкалья, а именно: 1) ультракислый характер ($\alpha = 4.3$) и 2) одинаковое, в общем, отношение $RO : R_2O_3 : SiO_2$ при варьирующем соотношении щелочных и щелочноземельных окислов, в отношении которых порода всегда, однако, занимает некоторое промежуточное положение между обычными и щелочными письменными гранитами.

Разумеется, этих данных совершенно недостаточно для того, чтобы судить о химическом составе вольфрамоносных гранитов вообще. Вопрос этот разработан очень мало и заслуживает, насколько нам кажется, самого тщательного изучения с точки зрения связи химико-петрографического состава кислых гранитных интрузивов с содержанием в родоначальной магме вольфрамово-оловянных соединений.

Среднезернистый двуслюдяной гранит. При переходе в среднезернистую двуслюдяную разность гранит теряет порфировидную структуру и становится более или менее равномернозернистым. Под микроскопом среднезернистый гранит обнаруживает тот же минералогический состав, что и порфировидный, с той лишь разницей, что микропертит и микроклинпертит здесь более редки. Для компонентов, слагающих породу, более характерен микропегматитовый тип срастания на ряду с развитием мирмекита в виде вростков в плагиоклазе и отдельных небольших зернышек, иногда скопляющихся в группы. Микроклин большей частью без свойственного ему двойникового сложения. Мелкие чешуйки

мусковита, как показывают наблюдения, происходят в результате обесцвечивания биотита. Плагиоклаз образует коротко призматические кристаллы с полисинтетическим, реже — обыкновенным двойниковым сложением и, как показывает табл. 5, принадлежит альбит-олигоклазу:

Таблица 5

Координаты спайности			Двойниковый закон	2V	№ плагиоклаза
Ng	Nm	Np			
73	17	84	Карлсбадский	76°	4
14.5	75	98	Альбитовый	80°	5
9	80	83	»	90°	13
7.5	83	88	»	75°	13

Следы давления на породу после ее кристаллизации выражаются в появлении зон смятия и раздробления первичных минералов. В этих зонах обилен вторичный кварц в виде причудливо вьющихся среди полевошпатовых участков лент. Изменениями физических условий во время кристаллизации и связанными с этим явлениями переохлаждения и пресыщения обусловлены некоторые отклонения от нормального порядка кристаллизации, которые в отношении кварца выразились в более раннем его выделении с образованием локально-панидиоморфной структуры (табл. II, микрофото 8).

Образец среднезернистого двуслюдяного гранита анализировался Соколовой в Центральной аналитической лаборатории Института минерального сырья.

Результаты анализа приведены следующие (в %):

SiO_2	75.15
TiO_2	следы
Al_2O_3	13.28
Fe_2O_3	1.11
FeO	0.44
MnO	0.14
CaO	1.03
MgO	следы
Na_2O	4.52
K_2O	3.77
H_2O^+	0.42
H_2O-	0.26
Σ	100.12

Сопоставляя эти цифры с приведенными на стр. 271, мы видим, что по химическому составу среднезернистый гранит весьма близок к порфировидному, отличаясь от последнего несколько повышенным содержанием кремнекислоты, что обусловлено причинами, указанными выше. Поэтому с полной уверенностью можно говорить об их химико-петрографическом сродстве.

Аляскитовый гранит. Аляскитовый гранит ограничен в своем распространении. Выход этой породы встречен только в одном месте, а именно, в южной части каиндинского гранитного массива, где он слагает западную часть так называемой «Узкой» сопки. От описанных выше гранитов — порфировидного и среднезернистого — порода отличается полным отсутствием цветных компонентов.

Под микроскопом аляскитовые граниты обнаруживают следующий состав: кварц, микропертит, ортоклаз, плагиоклаз № 7—12 и незначительное количество мелких чешуек бесцветной слюды, являющейся, очевидно, продуктом выветривания. Величина зерна — 0.5—1 мм. Наиболее крупные зерна принадлежат микропертиту, причем по количеству он преобладает над слабо зональным ортоклазом. Последний находится в равных отношениях с плагиоклазом. Кварц по отношению к полевым шпатам находится в весьма подчиненном количестве. Минерал трещиноват и обладает ясно выраженным волнистым погасанием.

Плагиоклаз по измерениям на универсальном столике определяется следующими оптическими константами, указывающими на № 16: $BNg=4°$; $BNm=85°$; $BNp=90°$; $2V=90°$; на плоском столике (в том же шлифе): максимальное погасание в плоскости $\perp(010)=5°$, знак отрицательный, что указывает на № 15.

Структура гипидиоморфно-зернистая с обычным порядком выделения.

Жильные породы гранитного интрузива. Если не считать рудных кварцевых жил, описание которых выделено в самостоятельную главу, то эти породы представлены здесь двумя группами: 1) группой жильных гранитов, являющихся апофизами гранитной интрузии, посылаемыми ею в сланцевую толщу, и более или менее одновременных с главным поднятием магмы, и 2) более поздней группой аплитов, которые следует рассматривать как пространственно обособившуюся первую фазу процесса охлаждения остаточного расплава.

Первая группа жильных пород локализуется исключительно в метаморфических сланцах, по отношению к которым гранитные жилы, отличаясь весьма непостоянным простиранием, являются как пластовыми, так и секущими. Мощность жил варьирует от 0.2 до 3.5 м и более при весьма значительном протяжении (до 800 м). Околожильные изменения вмещающих пород выражены главным образом в незначительном обогащении зальбандов темной магнезиальной слюдой.

Под микроскопом жильные граниты обнаруживают следующий состав: кварц, кали-натровый полевой шпат, плагиоклаз, мусковит, биотит и изредка гранат. Структура жильного гранита изменяется от панидиоморфнозернистой до крупнозернистой пегматитовидной. Крупнозернистые полевошпатовые участки с большим количеством мусковитоподобной слюды, вытесняющей и замещающей ортоклаз, занимают обычно краевые части жил; центральные части тех же жил сложены серым мелкозернистым аггрегатом типичной панидиоморфной структуры. В шлифе отчетливо наблюдаются две генерации кварца: более ранняя в виде крупных ангедральных зерен и позднейшая в виде трещинных втеков, разъедающих как первичный кварц, так и другие составные части породы.

Кали-натровый полевой шпат представлен ортоклазом и микроклин-пертитом в виде крупных зерен с неправильными очертаниями, часто инъецированных позднейшим кварцем и образующих с ним срастания графической структуры. Эти зерна изобилуют кроме того включениями альбита (n<кварца) в виде удлиненных табличек, ориентированных в одном направлении. В процессе разложения кали-натровые полевые шпаты покрыты буро-коричневой мутью, не действующей на поляризованный свет, и поэтому легко распознаются при одном поляризаторе. Из вторичных продуктов следует отметить серицит, развивающийся по ортоклазу в виде мелких частиц с высокими цветами интерференции.

Для плагиоклаза также отчетливо выражены две генерации: первая генерация представлена крупными (0.5—1 мм^2) зернами, идиоморфизм которых выражен весьма слабо. Плагиоклаз прорастает иногда ортоклазом и кварцем, образуя с ними антипертитовые и мирмекитовые сростки. Угасание резко зональное.

В качестве включений в плагиоклазе первой генерации часты листочки вторичной бесцветной слюды. По оптическим константам минерал определяется как альбит-олигоклаз с 15% An : BNg=82; BNm=78; BNp=14; 2V=83°. Двойники — по альбитовому закону.

Плагиоклаз второй генерации (альбит № 5) образует некрупные широкотабличатые зерна без зонального погасания. Включений не содержит. Развивается, большей частью, в промежутке между остальными компонентами.

Биотит представлен лапчатыми листочками, иногда прорезающими полевые шпаты. Плеохроизм от желтоватого по Np до темнокоричневого по Ng. Несколько пониженное двупреломление (Ng — Np=0.036) указывает, повидимому, на процессы хлоритизации минерала.

Гранат встречается далеко не во всех шлифах и образует изометрические зерна до 0.3 мм в поперечнике.

Для одного из шлифов количественные подсчеты по линейному методу Розиваля показали (в %):

Кали-натровый полевой шпат	44
Кварц	42
Плагиоклаз	10
Слюда	4
Итого	100

Таким образом, мы видим здесь почти полное сходство нашей породы с гранитом нормальной фации, что на ряду с непосредственной связью гранитных жил с главным массивом не дает нам основания предполагать какого-либо перерыва во времени между образованием этих жил и главным поднятием магмы и связывать их, например, с процессами охлаждения остаточного расплава. Что же касается структурных особенностей жильных гранитов, то здесь, повидимому, играли роль условия их застывания и связанные с этим процессы переохлаждения и пересыщения.

А п л и т ы. Эти породы локализуются исключительно в гранитном массиве, а именно, в юго-восточной части месторождения. Морфологически они представляют собой жилы, вытянутые по разным направлениям и часто меняющие угол и направление падения. Мощность их сильно вариирует — от нескольких сантиметров до десятков метров. Границы этих жил выражены чрезвычайно резко; вместе с тем вторичных изменений в зальбандах не наблюдается, что указывает, повидимому, на образование их при довольно еще высокой температуре остывающего гранита.

Жильные аплиты по наружному виду представляют собой очень тонкозернистый аггрегат серого кварца и молочнобелого полевого шпата, причем отдельные выдающиеся по величине зерна этих минералов придают породе порфировидный облик.

Под микроскопом аплиты обнаруживают следующий состав: ортоклаз, кварц, кислый плагиоклаз и продукты выветривания — серицит и каолин. Структура панидиоморфная, притом порфировидная. В качестве вкрапленников встречаются: кварц, ортоклаз, реже плагиоклаз, крупные зерна которого носят явственные следы резорбции. Из срастаний преобладают микропегматитовые и мирмекитовое (табл. III , микрофото 9).

IV. КВАРЦЕВЫЕ ЖИЛЫ

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ

Месторождение представлено свитой параллельных кварцевых жил, являющихся результатом заполнения наиболее типичных для данного гранита трещин отдельности, ориентированных постоянно в северо-восточном квадранте (30—60°) при очень крутом (80—90°) падении на юго-восток.

Как установлено разведочными работами, рудные жилы не выходят за пределы площади гранитного массива, резко обрываясь на контакте гра-

нита со сланцами, и по форме своей являются довольно простыми, хорошо выдерживаясь как по мощности, так и по элементам залегания. Исключение составляет лишь одна жила (№ 15), заполняющая случайную трещину разлома в сланцах и представляющая собой неправильной формы линзу, быстро выклинивающуюся как по простиранию, так и по падению. Простирание ее в отличие от жил, заключенных в гранитах, почти широтное, падение на север под углом 60°.

Строение жил сплошное, иногда — гребенчатое. Соответственно рельефу гранитного массива, заключающего месторождение, последнее можно разделить на три участка: западный, центральный и юго-восточный, причем это разделение сохраняет характер чисто территориальный, отнюдь не распространяясь на структуру рудных жил и характер минералообразования. Замечено лишь, что наиболее интенсивным оруденением отличаются жилы западного участка, находящегося ближе к контакту гранитов со сланцами, — явление, как мы увидим ниже, далеко не случайное.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ КАИНДИНСКИХ ЖИЛ

Согласно полевым наблюдениям и на основании микроскопического изучения рудных шлифов [1] в кварцевых жилах Каиндинского м-ния установлены следующие минералы, перечисленные в порядке их преобладания:

а) жильные минералы: кварц, мусковит, флюорит;

б) первичные рудные минералы: вольфрамит, касситерит, пирит, халькопирит, арсенопирит;

в) вторичные: медная зелень, лимонит, вольфрамовая охра, азурит, ковеллин, халькозин и борнит.

Кроме того в рудном теле часто присутствуют ксенолиты вмещающих гранитов.

Таким образом в составе рудных жил мы имеем в тех или иных количествах следующие шесть металлов: W, Sn, Fe, Mn, As, Cu, причем вольфрам и олово содержатся только в окисных соединениях, а медь и железо в виде сернистых, окисных и реже углекислых.

Главным компонентом жильного заполнения является кварц, по отношению к которому другие жильные минералы находятся в весьма подчиненном количестве.

Из перечисленных рудных минералов заметным распространением пользуется только вольфрамит и из вторичных — медная зелень. Количество других составных частей ничтожно, и в большинстве жил они и вовсе отсутствуют.

---

[1] Произведено частично С. С. Боришанской в МГРИ.

Кварц, являющийся, как уже указано, главным и резко преобладающим минералом жильного заполнения, имеет жирный блеск, занозистый, полураковистый излом и изобилует пустотками с недоразвитыми и разъеденными кристалликами на стенках; пустотки иногда выполнены охристым веществом, происшедшим, повидимому, в результате выщелачивания рудных минералов. Непрозрачный с поверхности жильный кварц с глубиной становится слабопрозрачным и приобретает сероватый оттенок. Иногда занорыши выполняются кристалликами дымчатого кварца длиной 0.5—3 мм и толщиной 0.2—0.3 мм.

Под микроскопом отчетливо распознаются две генерации жильного кварца. Более ранняя из них представляется в виде ангедральных зерен, характерными признаками которых является резко выраженное облачное погасание и большое количество включений твердых и газообразных частиц, в то время как позднейший кварц под микроскопом дает мелкозернистые структуры с изометрически развитыми зернами, не имеющими облачного погасания и мелких включений (табл. III, микрофото 10).

Напряжения в крупнозернистом раннем кварце далеко не для всех жил Каиндинского м-ния выражены в достаточной степени резко. Наибольшие отклонения от нормальной структуры жильного кварца наблюдались в западном участке месторождения, в районе взброса и зоны смятия гранитов, причем как раз в этом случае позднейший мелкозернистый кварц находится в наименьшем количестве, а иногда отсутствует совершенно. В других же частях месторождения (жилы № 5, 7) крупнозернистый кварц наблюдается в равных отношениях с мелкозернистым, причем последний обычно имеет характер трещинных втеков причудливых очертаний или же располагается обособленными участками в жильном кварце первой генерации.

Мусковит в качестве минерала жильного заполнения участвует постоянно в более или менее заметном количестве в виде мелких чешуек, варирующих в своей окраске от серебристобелого до зеленоватого цвета и распределенных в теле жилы без всякой правильности. Иногда слюда образует прослойки, наблюдаемые чаще в краевых частях жил; однако, типичных слюдяных оторочек здесь не наблюдается, — чаще зальбанды сложены спрессованной глиной темнобурого цвета.

Флюорит встречается обычно в ничтожных количествах в виде мелких зерен разной окраски, от фиолетового до желтовато-зеленого цвета, иногда скопляющихся в группы.

Вольфрамит встречается в двух генерациях, указывающих, повидимому, на две фазы оруденения — низкотемпературную и более высокотемпературную. Низкотемпературный тип представлен скоплениями мелкозернистого вольфрамита, отдельные зерна которого имеют весьма неправильную форму и лишь изредка обладают таблитчатыми очертаниями. Эти скопления часто имеют вид полос, ориентированных параллельно зальбандам

жил и обусловливающих их как бы ленточное строение. Определенной закономерности в приуроченности вольфрамитовых полос к тем или иным частям жил не констатировано. Местами наблюдается тенденция к скоплению вольфрамита ближе к зальбандам (жила № 1), но явление это очень непостоянно. В других случаях полоски расположены в центральной части жилы (жила № 5).

Следует отметить, что подобный тип оруденения для Каиндинского м-ния является преобладающим и характеризует собой наиболее богатые жилы (№ 1, 5, 7, 12, 16). На ряду с этим нередко в одной и той же жиле встречается и другой тип оруденения — гнездовые скопления и отдельные крупные зерна, повидимому, более высокотемпературной генерации, богатые кристаллическими гранями и обладающие резко выраженным идиоморфизмом по отношению к вмещающему их кварцу.

Величина зерен колеблется в пределах 0.2—2 см. Максимальные размеры вольфрамита, найденного на Каиндинском м-нии, 2.4 см. Часты двойники по (100). Весьма совершенна спайность по (010).

Под микроскопом обнаруживается, что наиболее интенсивное оруденение приурочено к участкам развития мелкозернистого, не содержащего включений кварца, причем здесь особенным развитием пользуется также мусковитоподобная слюда, иногда интенсивно окрашенная бурыми окислами железа. Удлиненные зерна вольфрамита разной величины или врастают в промежутки между кварцевыми зернами, или же пересекают последние, и тогда вольфрамит евгедрален по отношению к жильному кварцу. Хорошо выраженных кристаллографических форм у вольфрамита не наблюдается; часто очертания его ветвисты, и края зерен корродированы позднейшим кварцем (табл. IV, микрофото 15), но отдельные зерна обычного клинообразного и табличатого габитуса. Иногда вторичный кварц настолько разъедает кристаллы вольфрамита, что от последнего остается только аггрегат мелких зерен, сохраняющих, однако, кристаллографическую форму того крупного зерна, остатки которого они представляют. В местах кристаллизации вольфрамита листочки слюды интенсивно смяты и часто изогнуты, причем иногда пластинки мусковита как бы обтекают зерна вольфрамита. Иногда же мусковит и вольфрамит пересекают друг друга (табл. III, микрофото 11).

В местах сплошного развития вольфрамита с мусковитом часто встречается также касситерит, иногда образующий с вольфрамитом срастания графической структуры. В некоторых единичных случаях наблюдается как бы вытеснение вольфрамита позднейшим касситеритом (табл. III, микрофото 12). Обычно отношение касситерита к вольфрамиту неясно, но, повидимому, первым выделялся вольфрамит. Анализы каиндинского вольфрамита (в %), сделанные М. М. Стукаловой в Центральной геохимической лаборатории ЦНИГРИ, приведены в табл. 6.

Таблица 6 [1]

Компоненты	Крупнокристаллический вольфрамит [2]	Крупнокристаллический вольфрамит [3]	Мелкозернистый вольфрамит II генерации [4]	Среднее
WO_3	76.62	77.70	76.59	76.97
MnO	14.36	13.48	14.05	13.98
FeO	9.02	8.82	9.36	9.05
Σ . . .	100.00	100.00	100.00	100.00

На основании этих анализов мы констатируем: 1) почти полную аналогию в химическом составе вольфрамита обеих генераций; 2) однородность вольфрамита (Mn,Fe) WO_4 по составу на всей площади Каиндинского м-ния и 3) принадлежность вольфрамита к марганцовистой разности (пересчет дает 60.9 $MnWO_4$ и 39.1 $FeWO_4$).

Касситерит является наиболее распространенным после вольфрамита рудным минералом. Поэтому Каиндинское м-ние можно рассматривать как комплексное—вольфрамово-оловянное. Касситерит представлен обычно мелкими (0.06—0.10 мм) зернами, иногда скопляющимися в группы, макроскопически темнобурого, иногда буровато-черного цвета. Изредка встречаются кристаллы до 1 мм, представляющие собой комбинацию граней тетрагональной призмы (110) и бипирамиды (111). Под микроскопом касситерит обнаруживает обычные для этого минерала оптические свойства и совершенную спайность по (100).

Распределение касситерита неравномерное. Сосредоточен он главным образом в полях сплошного развития мелкозернистого вольфрамита в виде рассеянных кристалликов, простых и двойниковых, иногда хорошо ограненных, но чаще имеющих округлые очертания. Взаимоотношения касситерита с вольфрамитом разобраны выше.

Пирит образует эвгедральные зерна, величина которых колеблется от 2—3 до 0.01 мм и менее. Кристаллизуется обычно в пустотках, давая иногда хорошо выраженные формы куба в комбинации с пентагондодекаэдром. В верхних горизонтах переходит в лимонит.

Халькопирит занимает в большинстве случаев промежутки между зернами кварца, обычно замещается ковеллином и лимонитом с образо-

---

[1] Данные анализа приведены к 100% за вычетом SiO_2 и воды.

[2] Образец взят из гнезда жилы № 15.

[3] Образец взят из жилы № 5, с глубины 5.7 м.

[4] Образец взят из жилы № 1, с глубины 6.8 м.

ванием петельчатой структуры. Величина зерен колеблется в пределах 1—0.01 мм.

Арсенопирит обычно в субгедральных формах образует зерна от 0.5 до 0.01 мм.

Азурит, ковеллин и борнит образуются в верхних окисленных горизонтах месторождения за счет медьсодержащих сульфидов, главным образом халькопирита, с которым обнаруживают нитеобразную и петельчатую структуры замещения.

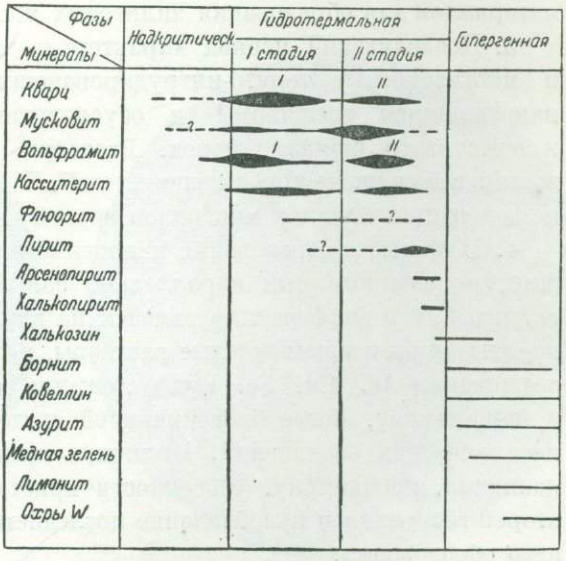
Халькозин встречен только в одном шлифе, относящемся к жиле № 1.

Лимонит образует псевдоморфозы по пириту и халькопириту.

Вследствие ничтожного количества сульфидов отношение их к вольфрамиту и касситериту весьма неясно; но все же на основании наблюдавшихся в шлифах соотношений, а также по некоторым другим признакам с большей или меньшей степенью вероятия можно наметить последовательность кристаллизации, представленную на следующей диаграмме (фиг. 1).

ОКОЛОЖИЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ВМЕЩАЮЩЕГО ГРАНИТА

Являясь типичным примером автометаморфизма, околожильные изменения гранита, происходящие обычно в очень узкой зоне, сводятся в значительной степени к процессам метасоматического замещения первоначальных элементов породы элементами жильного заполнения. Полевые шпаты распадаются при этом на кварц и серицит, а биотит на мусковитоподобную слюду и окислы железа, заполняющие в большом количестве трещины разломов в кварце и полевых шпатах. Структура зерен более или менее сильно нарушена позднейшими микротектоническими процессами: под микроскопом кварц обнаруживает резко выраженное облачное погасание и разбит двумя системами параллельных трещин, по которым часто сдвинуты отдельные части зерен. Для плагиоклаза также характерно раздробление отдельных табличек с проникновением по трещинкам позднейшего кварца, причем края зерен корродированы и двой-



Фиг. 1. Диаграмма последовательности кристаллизации минералов в рудных жилах Каиндинского м-ния.

никовые полоски размазаны (табл. IV, микрофото 13). Изредка призальбандовая зона обогащается рудными минералами — вольфрамитом и касситеритом, связанными с позднейшим кварцем.

Описанные изменения, являющиеся, несомненно, результатом деятельности термальных растворов, происходят в самых разнообразных масштабах: иногда гранит сохраняет свою первоначальную структуру, но чаще структура гранита теряется. В этом случае главную массу породы составляет кварц, переполненный реликтами плагиоклаза и мелкими чешуйками вторичной слюды, что создает впечатление как бы пойкилитической структуры (табл. IV, микрофото 14).

V. ГЕНЕЗИС МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Последовательность процессов формирования месторождения на основании анализа того фактического материала, который мы изложили в предыдущих главах, представляется нам в следующем виде:

1. В период своего охлаждения гранитный массив разбивается рядом контракционных трещин, ориентировка которых находится в прямой зависимости от господствовавшего во время их образования одностороннего давления.

2. В последней стадии застывания массива часть этих трещин заполняется кислыми дифференциатами гранитовой магмы, послужившими материалом для образования аплитовых жил.

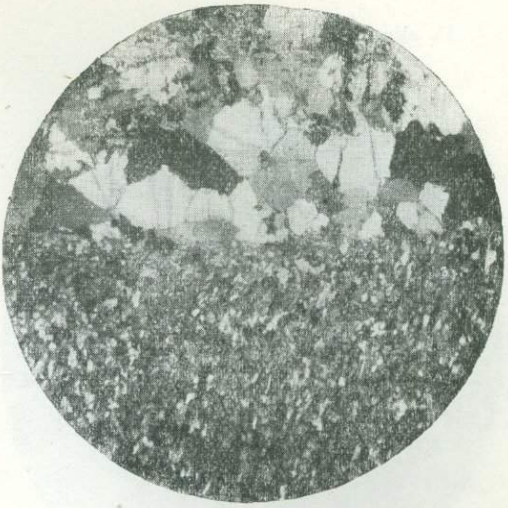
3. Последующий период характеризуется деятельностью газов, паров и металлоносных терм, интрудировавших под большим давлением по наметившимся трещинам [1] и обусловивших их жильное выполнение и метасоматоз боковых пород. Растворы были кремнекислые и содержали в себе в числе прочих элементов F, W и Sn. Они послужили причиной концентрации в жилах минералов первой высокотемпературной генерации.

4. В процессе образования кварцевые жилы разбиваются системой трещин, ориентированных параллельно зальбандам. По этим трещинам из остывающей и дифференцирующейся на глубине магмы вновь поднимаются водяные пары и кремнекислые растворы, несущие кроме W и Sn сернистые соединения As, Cu, Fe. Рудоотложение происходит в более холодной и, повидимому, более благоприятной среде для выпадения из растворов металлических соединений. Наличием этих новых условий генезиса объясняются, повидимому, особенности кристаллической формы вольфрамита второй генерации и преобладание последнего над вольфрамитом более раннего образования.

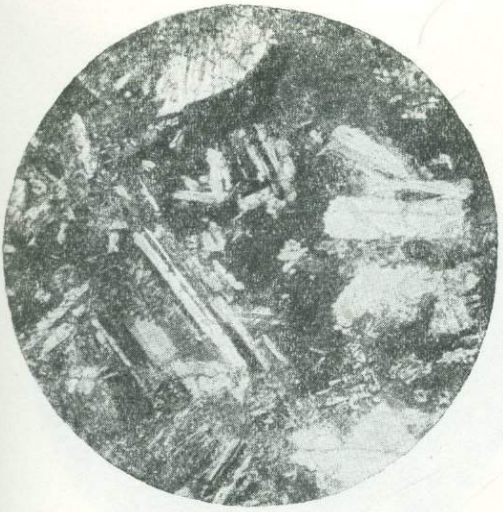
[1] Вернее, по одной из систем этих трещин, расположенной по направлению бокового давления — трещины q, по Клоосу.



Фиг. 1. Структура биотитово-кварцевого сланца. Николи ||. Увелич. в 50 раз.



Фиг. 2. Контакт биотитово-кварцевых сланцев с гранитом. Николи +. Увелич. в 15 раз.



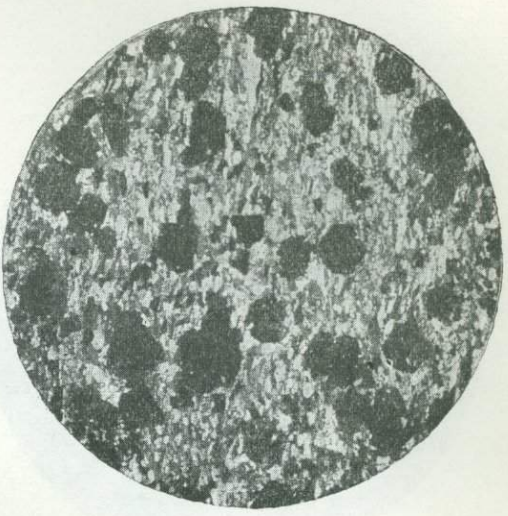
Фиг. 3. Полевошпатовый амфиболит. Николи +. Увелич. в 15 раз.



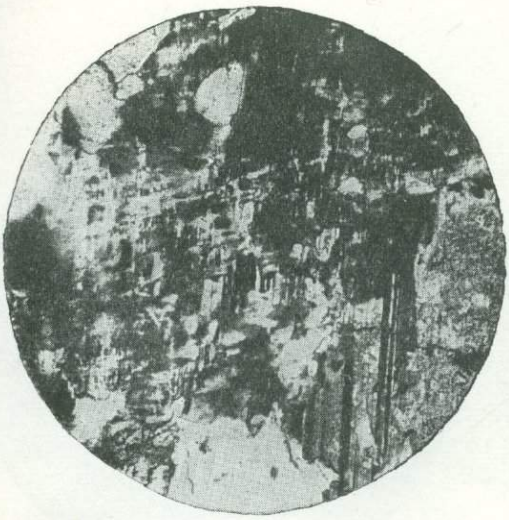
Фиг. 4. Диабазовая структура рогово-обманковых сланцев. Николи +. Увелич. в 15 раз.



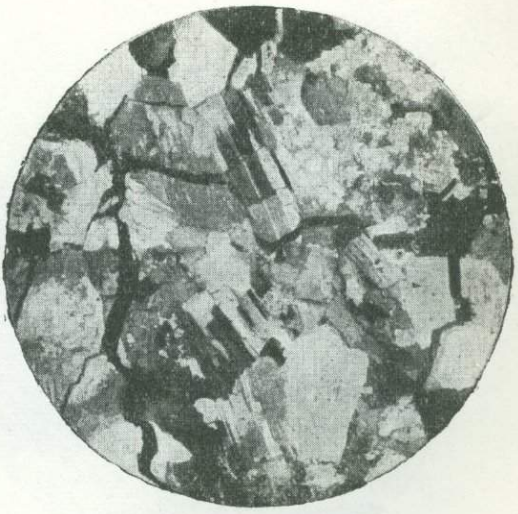
Фиг. 5. Роговообманковый сланец. Николи +. Увелич. в 15 раз.



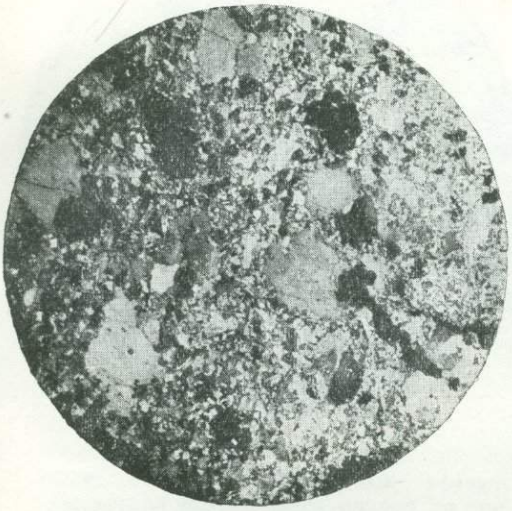
Фиг. 6. Гранат-амфиболовый сланец. Николи +. Увелич. в 15 раз.



Фиг. 7. Порфировидный гранит. Вростки плагиоклаза в микроклинпертите. Николи +. Увелич. в 50 раз.



Фиг. 8. Среднезернистый двуслюдяной гранит. Николи +. Увелич. в 15 раз.



Фиг. 9. Порфировидный аплит. Николи +. Увелич. в 15 раз.



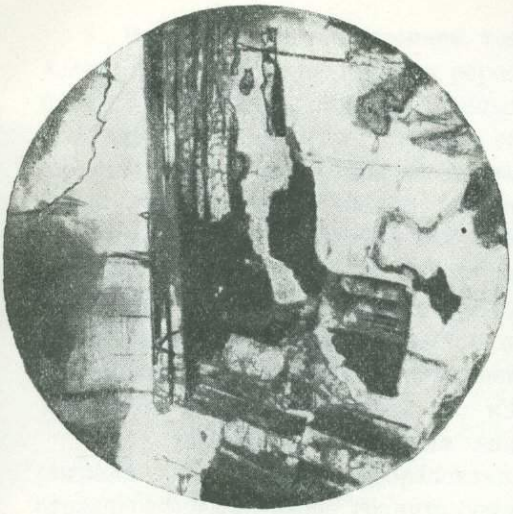
Фиг. 10. Разъедание древнего кварца позднейшим. Николи +. Увелич. в 50 раз.



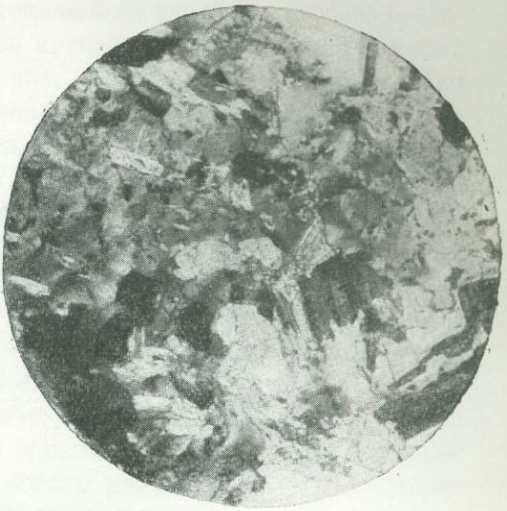
Фиг. 11. Смятие мусковита в местах кристаллизации вольфрамита.



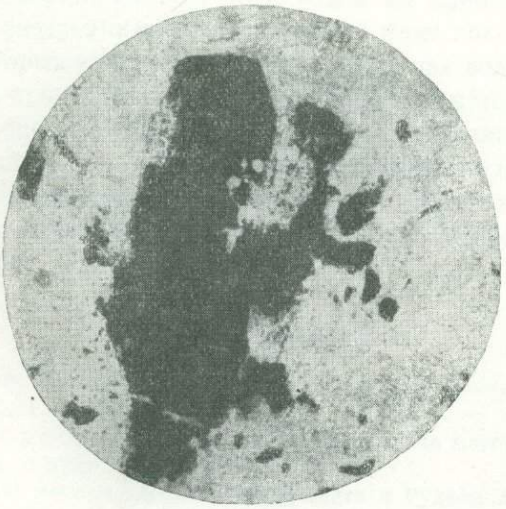
Фиг. 12. Вольфрамит (W) и касситерит (Sn) в жильном кварце. Николи ||. Увелич. в 50 раз.



Фиг. 13. Грейзенизованный гранит. Внедрение позднейшего кварца по трещинам разлома в плагиоклазе. Николи +. Увелич. в 50 раз.



Фиг. 14. Псевдопойкилитическая структура грейзенизованнаго гранита. Николи +. Увелич. в 15 раз.



Фиг. 15. Разъедание вольфрамита позднейшим кварцем. Николи ‖. Увелич. в 50 раз.

5. В связи с возобновлением тектонического процесса массив разбивается рядом постминеральных сбросов и, кроме того, в кристаллических сланцах появляется ряд ослабленных зон, направление которых, подобно трещинам *q* в гранитном массиве, совпадает с направлением одностороннего давления — на этот раз северо-западного. Поствулканические процессы заканчиваются выделением последних дифференциатов гранитной интрузии — холодными кремнекислыми растворами, не содержащими тяжелых металлов и обусловившими образование пластовых жил.

В общем, суммируя морфологические признаки рудных тел, парагенезис жильных и рудных минералов и характер изменения боковых пород, мы вправе будем отнести Каиндинское м-ние к гидротермальным глубокой зоны — гипотермальным, по классификации Линдгрена.

Необходимо отметить весьма важную положительную роль, которую сыграли в процессе рудообразования кристаллические сланцы. Залегая стратиграфически выше гранита, они играли роль барьера в рудообразовании, являясь хорошо задерживающей, непроницаемой для кремнекислых растворов преградой. Вместе с тем около них в связи с резким изменением температурных условий отлагались интенсивнее рудные минералы. Этим объясняется наиболее интенсивное оруденение в приконтактовой (эндоконтактной) зоне, в то время как с удалением по нормали от контактной поверхности оруденение ослабевает и прекращается. Отсутствие рудных жил в экзоконтактной зоне и резкий обрыв их на контакте гранита со сланцами также объясняется задерживающим действием последних; только случайная трещиноватость могла иногда представлять благоприятные условия для оруденения, как мы это и видим на примере жилы № 15.

В заключение следует отметить интересный факт количественного преобладания в некоторых малорудных жилах олова над вольфрамом, что позволяет высказать предположение о существовании некоторой вертикальной зональности, подобно отмеченной для вольфрамово-оловянных месторождений Корнуэльса работой H. Devey (1915) и для Рудных гор Petraschеck (1923).

Возможно, что современный уровень эрозии вскрыл зону, переходную от вольфрамовой к оловянной (зоны 14 и 15 по Эммонсу). Однако, это нуждается в проверке.

ЛИТЕРАТУРА

Григорьев И. Ф. Металлогения Алтая и Калбы. Сб. «Большой Алтай», Изд. Акад. Наук, т. I. 1934.

Докторович-Гребницкий С. А. Вольфрамовые месторождения Кукульбея. Мат. общ. и прикл. геол., вып. 38. 1921.

Елисеев А. Н. О месторождениях вольфрамита в Рудном Алтае, Изв. ВГРО, т. 51, вып. 36. 1932.

Елисеев А. Н. К вопросу об изучении металлогении Калбинского хребта в Казахстане. Проблемы советской геологии, т. II, № 6. 1933.

Елисеев А. Н. Геология Калбинского хребта. Сб. «Большой Алтай», Изд. Акад. Наук, т. II. 1935.
Иностранцев А. А. Геологическое описание сев.-вост. четверти 14 листа, VIII ряда десятиверстной карты Томской губ. Тр. геол. части каб., т. II, вып. 3. 1898.
Нехорошев В. П. Геологический очерк Алтая. «Очерки по геологии Сибири», 1932.
Обручев В. А. К орографии и геологии Калбинского хребта. Горн. и золотопромизв., № 9. 1912.
Падуров Н. Н. Кристаллические сланцы Прииртышских гор.
Петц Г. Г. Геологическое описание сев.-зап. четверти 13 листа X ряда десятиверстной карты Томской губ. Тр. геол. части каб., т. VI. 1904.
Пилипенко П. П. Минералогия Зап. Алтая. Томск, 1915.
Поленов Б. К. Геологическое описание сев.-вост. четверти 14 листа, VIII ряда десятиверстной карты Томской губ. Тр. геол. части каб., т. II, вып. 3. 1898.
Резниченко. Восточная Калба. 1916.
Тотяев И. И. Вольфрамовые и оловянные месторождения Онон-Борзинского района. Мат. общ. и прикл. геол., вып. 32. 1918.
Толмачев И. П. Геологическое описание вост. половины 15 и юго-зап. четверти 16 листа VII гр. Тр. геол. части каб., т. VII. 1909.
Трофимов В. С. Некоторые данные к металлогенической характеристике Калбинского хребта. Изв. ВГРО, т. 51, стр. 74. 1932.
Холмов Г. В. Минерогенический очерк Дулдургинского вольфрамового месторождения. Тр. ГГРУ, вып. 133. 1931.
Холмов Г. В. Результаты минерало-петрографической съемки Шерловогорского вольфрамового месторождения летом 1928 г. Изв. Геол. ком., т. XVIII, вып. 10. 1929.
Яковлев С. Геологическое описание листа Урала. Тр. геол. части каб., т. VIII, вып. 1.
Янишевский М. Э. Предварительный отчет об исследованиях в Восточной части Калбинского хребта. Изв. Геол. ком., 32, № 8. 1913.
Alling H. L. The Mineralography of the feldspars. Journ. Geol. v. 29, p. 291. 1921.
Devey H. Tungsten a. Manganese. Mem. Geol. Surv. Great Britain, v. I, p. 1—14. 1915.
Emmons W. N. Relations of metalliferous body sistems to igneous intrusives. Trans. Amer. Inst. Min. Met. Eng., v. 24. 1926.
Ferguson H. G. and Bateman A. M. Geologic features of tin deposits. Econ. Geol., v. 7, p. 214. 1912.
Lindgren W. Mineral Deposits. 1928.
Petraschek. Metallogenic Zones. Econ. Geol., v. 18, p. 777—778. 1923.

В. А. КУЗНЕЦОВ

РТУТНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГОРНОГО АЛТАЯ

I. ВСТУПЛЕНИЕ

Открытие ртутных месторождений в Горном Алтае и намечающиеся перспективы их промышленного освоения вызвали вполне естественный интерес к алтайской ртути как со стороны планирующих организаций, так и широкого круга специалистов-геологов.

Установление наличия широкого ртутного оруденения в Ойротии, на ряду с новыми открытиями месторождений вольфрама и молибдена в Казахстанской части Горного Алтая (Кок-куль, Чиндагатуй), опровергают сложившееся мнение о безрудности этой страны и, наоборот, выдвигают Горный Алтай как весьма перспективный район редкометалльного оруденения.

Эти соображения послужили основанием для составления настоящей статьи, являющейся сводкой результатов двухлетних работ партий Западно-сибирского отделения «Союзредметразведки» по ртути в Горном Алтае. Материалами для этой сводки явились, прежде всего, личные наблюдения автора и его сотрудников, в частности инж. А. С. Мухина, и его отчеты о работах 1934 и 1935 гг. в районах Чаган-узунского и Ак-ташского м-ний. Кроме того, использованы новые данные, полученные в результате детальной разведки Чаган-узунского м-ния в 1935 г. В частности, из отчета А. Н. Вуколова, с его разрешения, позаимствованы новые сведения по морфологии месторождения и петрографическая характеристика руд, сделанная инж. А. С. Митропольским. Равным образом, использованы некоторые данные из записки об экспертизе Ойротских ртутных м-ний проф. И. А. Молчанова, а также полученные от него и посетившего район в 1935 г. А. А. Саукова устные советы и указания. Пользуюсь случаем выразить указанным товарищам глубокую благодарность. Особенную признательность за поддержку в работе и содействие в опубликовании настоящей статьи выражаю главному инженеру Западно-сибирского отделения «Союзредметразведки» К. С. Филатову.[1]

[1] Настоящая статья была составлена на основании исследований, произведенных по 1935 г. включительно и сдана в печать в начале 1936 г. За истекший 1936 г. иссле-

II. ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ РТУТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ГОРНОГО АЛТАЯ

Юго-восточная часть Горного Алтая, где расположены известные нам ртутные месторождения, еще очень поверхностно изучена в геологическом отношении. Исследование и изучение геологии и минеральных ресурсов начались весьма недавно. Еще более непродолжительна история освоения ртутных месторождений Горного Алтая. В противоположность Средней Азии, ртутные месторождения которой были известны и разрабатывались в глубокой древности, ртуть в Горном Алтае стала известна лишь в самое последнее время, в результате развернутого наступления на недра Алтая, предпринятого в годы первой пятилетки.

Первые сведения о находках киновари, встречающейся в шлихах совместно с золотом в некоторых речках — притоках р. Чуи в Горном Алтае, относятся к середине прошлого столетия. Чихачев в описании своего путешествия по Алтаю (1845 г.) упоминает о киновари в рч. Садаклар, Айгулак и Ярбалык правых притоках р. Чуи (Обручев). К сожалению, эти находки не привлекли достаточного внимания позднейших исследователей района, занимавшихся, главным образом, вопросами региональной геологии и, только попутно, фиксировавших встреченные ими полезные ископаемые. Среди наиболее крупных исследователей интересующего нас района необходимо отметить известного ботаника, знатока Алтая В. В. Сапожникова (1912), давшего сведения о географии и современном оледенении района, и акад. В. А. Обручева, посетившего Алтай в 1914 г. и давшего в своих «Алтайских этюдах» схему стратиграфии и тектоники Алтая. (Обручев, 1914 и 1915).

Чрезвычайно много для познания геологического строения и полезных ископаемых Горного Алтая дали работы известного исследователя Алтая В. П. Нехорошева. В 1925 и 1926 гг. им был проделан ряд маршрутов, пересекших, в частности, и интересующий нас район. Результаты наблюдений В. П. Нехорошева были освещены в ряде его статей (1925, 1926, 1927 гг. и др.) и обобщены в сводных работах по геологии Алтая в издании Академии Наук и ВГРО (1932). В. П. Нехорошев дал совершенно верную, в общем, схему геологического строения Горного Алтая, привел описание ряда но-

---

дования ртутных месторождений Горного Алтая продолжались и шагнули далеко вперед. В связи с этим, появились новые данные, вызвавшие необходимость внести в текст некоторые дополнения и изменения. Укажем хотя бы на то, что теперь мы имеем уже не два, а три ртутных месторождения, в том числе вновь открытое Курайское (работы геолога А. С. Мухина); теперь детально изучены структуры рудных полей Чаган-узунского и Ак-ташского м-ний (исследования геолога В. А. Кузнецова); закончены детальные разведки Чаган-узуна и Ак-таша и т. д. Не имея возможности полностью переработать текст, основные, наиболее существенные дополнения и изменения мы даем в виде подстрочных примечаний.

вых малоизвестных до сих пор месторождений различных полезных ископаемых, в частности меди, железа и бурого угля и, в результате сравнения Горного Алтая с Западным или Рудным Алтаем, пришел к выводу о сравнительной бедности Горного Алтая полезными ископаемыми. О киновари на Алтае он не упоминает. Последующие открытия месторождений ртути, вольфрама и других полезных ископаемых показывают, что пессимистическая оценка возможностей Горного Алтая как рудного района была преждевременна, объективно вредна, поскольку дезориентировала дальнейшие поисково-разведочные работы и явилась следствием первого еще слишком поверхностного ознакомления с недрами Горного Алтая.

Более детальные исследования юго-восточной части Горного Алтая были произведены в 1930, 1931 и 1932 гг. главным образом силами геологов Западно-сибирского геолого-разведочного управления, а затем треста. В 1930 г. в районе с. Чибита производил геологические исследования и съемку в 10-верстном масштабе геолог А. С. Потебня (1931); вдоль Чуйского тракта до границы с Монгольской народной республикой работал проф. Н. Н. Горностаев и в среднем течении р. Аргута, уже собственно за пределами рассматриваемого нами района, проф. Ф. Н. Шахов.

Работы по освоению геологии Юго-восточного Алтая продолжались в 1931 г. Под общим руководством проф. Н. Н. Горностаева была начата систематическая геологическая съемка в масштабе 1 : 100 000 ряда планшетов 3-верстной карты Алтая, тяготеющих к наиболее доступной и освоенной части района, т. е. Чуйскому тракту. В первую очередь были исследованы планшет X-7′ с Курайской степью и Чаган-узунским районом, причем работа выполнялась геологом В. А. Пышкиным, и соседний к юго-востоку Кош-агачский планшет IX-8′, порученный геологу П. В. Курышеву. Одновременно, здесь же со специальным тематическим заданием работала палеонтолог П. С. Краснопеева, а на Чибитском меднорудном месторождении инж. М. А. Жеромским произведена предварительная поверхностная разведка. В том же 1931 г. геолог ЦНИГРИ М. Л. Бубличенко произвел геологическую съемку Чубек-кульского планшета (XI-6′).

В процессе этих работ партией В. А. Пышкина было открыто Чаган-узунское м-ние киновари. Этому открытию, явившемуся наиболее крупным достижением геолого-поисковых работ того периода, не было своевременно придано должного значения. В результате сложившегося уже к тому времени скептического отношения к рудным возможностям Горного Алтая, новое месторождение было признано как имеющее только минералогический интерес. Во всяком случае, в течение следующих 1932 и 1933 гг. никаких работ, направленных к выяснению практического значения новой рудной точки, предпринято не было.

В 1932 г. геолого-поисковые работы были направлены в новый район — в область Курайского хребта; съемкой в масштабе 1 : 100 000 было охвачено

4 планшета 3-верстной карты Алтая общей площадью около 4000 км². Работы осуществлялись группой геологов Западно-сибирского геолого-разведочного треста (ЗСГРТ), в составе К. В. Радугина (планшет XI—8′), Л. Н. Краевской (X-8′), А. С. Мухина (XI-7′) и Н. Н. Смирновой (X-9′).

Слабая эффективность трехлетних работ ЗСГРТ, обусловленная отчасти невысоким качеством таковых, отчасти отставанием камеральной обработки и освоения собранных в поле материалов, привела к тому, что представление о безрудности Горного Алтая еще более укрепилось и в 1933 г. в районе не было поставлено ни одной геологопоисковой работы.

Геологические результаты работ рассмотренного периода представляют большой интерес. Некоторые из партий, в частности партия Н. Л. Бубличенко (1931), Н. Н. Смирновой (1932), К. В. Радугина (1932) и др. внесли много нового в понимание геологического строения Горного Алтая. К сожалению, результаты почти всех произведенных в районе работ остались неопубликованными. В печати появились лишь работа проф. Ф. Н. Шахова (1933) о геологическом строении района среднего течения р. Аргута и статья проф. Н. Н. Горностаева (1931) о некоторых новых месторождениях меди и железа в Юго-восточном Алтае. Любопытно, что в последней автор ставит под сомнение сведения Чихачева о находке киновари в шлихах некоторых рек Юго-восточного Алтая. По остальным работам, подчас ценные и имеющие общий интерес материалы остались не опубликованными, сохраняясь среди рукописей Отдела фондов ЗСГРТ. Мало того, целый ряд работ остался незаконченным до настоящего времени и должен квалифицироваться безусловно как дефектный материал. К сожалению, в этом числе оказались планшеты X-7′, X-8′ и IX-8′, т. е. наиболее интересный в данном случае район зоны ртутного оруденения Юго-восточного Алтая и окрестности Чаган-узунского м-ния. В общем, геологическими исследованиями в Юго-восточном Алтае оказались охвачены разрозненные участки, причем геология этих участков каждым автором трактуется по своему и ни в какой степени не увязана друг с другом. Попыткой увязать полученные данные явилась, составленная проф. Н. Н. Горностаевым по материалам работ 1930—1931 гг., сводная геологическая карта Алтая в масштабе 1 : 420 000 и сводка по геологическому строению Юго-восточного Алтая, конспективно изложенная в его докладе на Ойротской сессии СОПС Академии Наук в 1935 г. Несмотря на то, что сводка основана, главным образом, на предварительных и не всегда полноценных, сейчас уже устаревших данных, она еще не потеряла своего значения, являясь, пожалуй, наиболее полным трудом по геологическому строению Горного Алтая.

Взятые в 1931 г. на Чаган-узунском м-нии киновари штуфовые пробы показали после анализа в Химической лаборатории ЗСГРТ высокое содержание ртути. Это обстоятельство и некоторые устные сведения о место-

рождении, любезно сообщенные геологом В. А. Пышкиным, послужили основанием к тому, чтобы в 1934 г. Зап.-Сиб. Отделение Союзредметразведки организовало в районе Чаган-узунского ртутного м-ния небольшие поисково-разведочные работы. В 1934 г. партией отделения под руководством В. А. Кузнецова произведена детальная геологическая съемка района месторождения с поисками и шлиховым опробованием и небольшая поверхностная разведка канавами. В результате произведенных работ было установлено широкое проявление в районе ртутного оруденения и связь его с юными тектоническими нарушениями. Уже очень небольшой объем разведочных работ позволил дать положительную оценку Чаган-узунскому м-нию. Выяснилась значительная практическая ценность его и необходимость продолжения более детальных разведочных работ, в том числе разведки на глубину при помощи штолен и шурфов. Кроме того, В. А. Кузнецовым, на основании анализа генезиса месторождения и геологической структуры района, было обосновано предположение о более широком проявлении в Юго-восточном Алтае ртутного оруденения и намечено примерное направление предполагаемой ртутной зоны (Кузнецов, 1934). Итоги работ и оценка перспектив Алтайских ртутных месторождений были изложены в докладе автора на Ойротской сессии СОПС Академии Наук СССР в мае 1935 г. (Кузнецов, 1935).

В 1935 г. на Чаган-узунском м-нии были начаты уже детальные разведочные работы. Разведочная партия Зап.-сиб. Отделения Союзредметразведки, под руководством инж. А. Н. Вуколова, перешедшая затем на положение стационара, произвела детальную поверхностную разведку, начала проходку 1 штольни и 1 шурфа, организовала дорожное и жилищное строительство и т. д. Работы продолжались и в 1936 г. Летом 1935 г. месторождение посетили главный инженер «Союзредметразведки» О. М. Каминский, главный инженер Зап.-сиб. отделения «Союзредметразведки» К. С. Филатов, затем ученый специалист Ломоносовского института Академии Наук СССР А. А. Сауков, наконец, приглашенный для экспертизы Ойротских ртутных месторождений проф. Томского индустриального института И. А. Молчанов и Управляющий Зап.-сиб. Отделением Союзредметразведки Г. С. Корняков. В итоге была подтверждена положительная оценка возможностей Чаган-узунского м-ния и намечены пути его дальнейшего освоения.

В то же время, летом 1935 г., под руководством В. А. Кузнецова были организованы широкие геолого-поисковые работы в Юго-восточном Алтае, направленные к проверке высказанного им положения о наличии здесь широкой зоны ртутного оруденения. В результате рационально направленных поисков этот прогноз получил блестящее подтверждение. В окрестностях села Чибит, в 45 км к северо-западу от Чаган-узуна в пределах той же ртутной зоны было открыто новое, Ак-ташское ртутное м-ние. В том

же сезоне удалось провести в районе нового месторождения детальные геолого-поисковые и небольшие разведочные работы, показавшие, что новое месторождение представляет значительный интерес и заслуживает детальной разведки (Кузнецов и Мухин, 1936). Это заключение было подтверждено посетившими месторождение специалистами А. А. Сауковым и проф. И. А. Молчановым. Кроме того, в итоге геолого-поисковых работ 1935 г., наметилось дальнейшее северо-западное направление ртутной зоны и возможность новых находок ртутных месторождений в ее пределах. Попутно было установлено проявление в районе золото-вольфрамового и хромитового оруденения. Таким образом, в результате первых же двух лет действительно детальных и методически правильно проведенных геолого-поисковых работ удалось показать, что легенда о безрудности Горного Алтая, по крайней мере в изученной нами части, лишена сколько-нибудь серьезного основания. Геологические наблюдения, произведенные В. А. Кузнецовым в 1934, 1935 и в 1936 гг. в процессе детальной съемки рудных участков и широкого регионального изучения зоны ртутного оруденения, позволили внести существенные коррективы в имевшиеся общегеологические карты и стратиграфические схемы Юго-восточного Алтая и дать свою, основанную на учете новейших геологических данных, сводную карту геологического строения района.

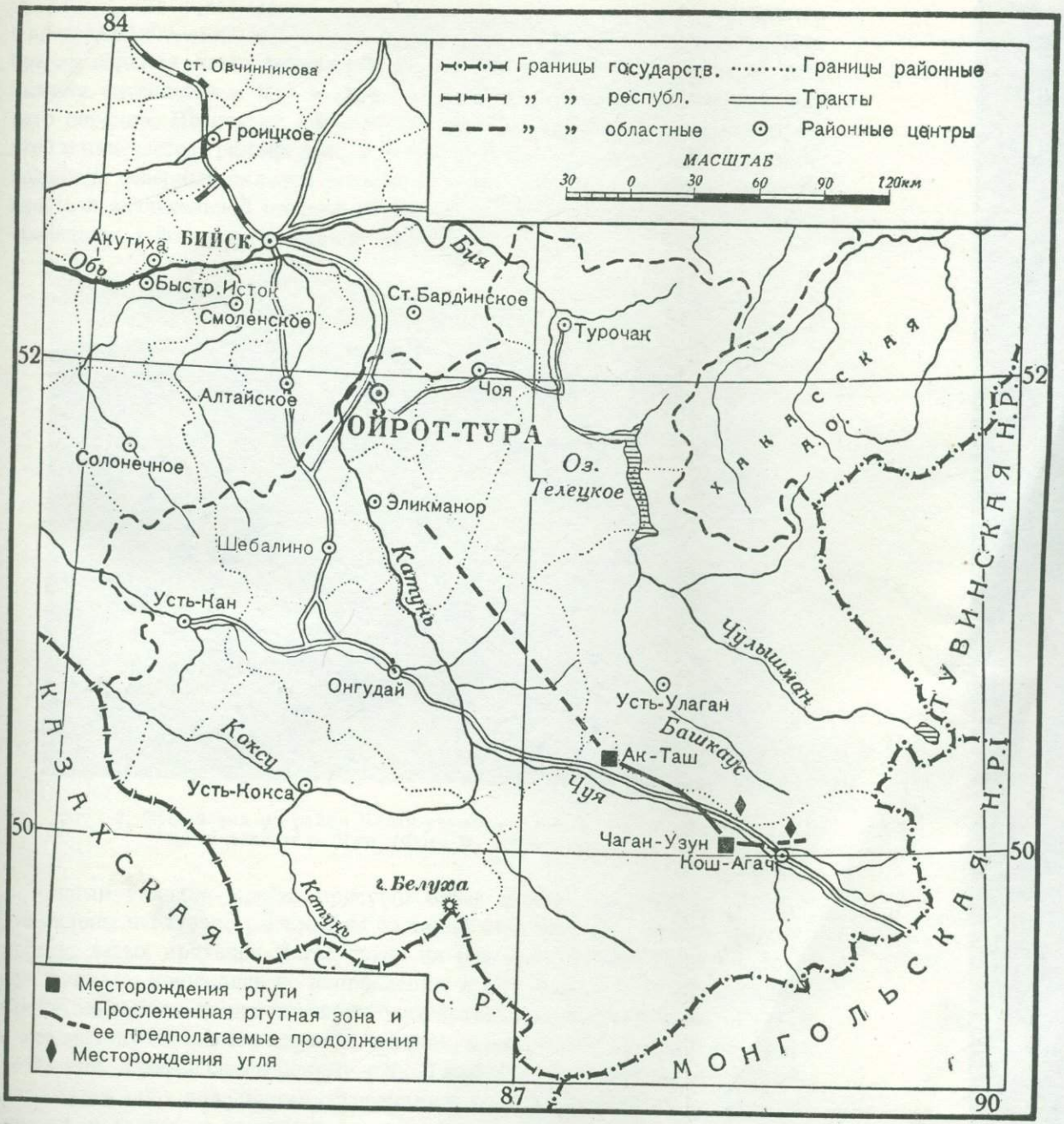
III. ЧАГАН-УЗУНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Чаган-узунское ртутное м-ние расположено в юго-восточной части Горного Алтая на левом берегу р. Чуи невдалеке от устья ее левого притока р. Чаган-узун, по имени которого получило свое название.[1] Месторождение находится в пределах Кош-агачского аймака (района) Ойротской автономной области Западно-сибирского края. В непосредственной близости к месторождению проходит чуйский автомобильный тракт, связывающий район месторождения с г. Бийском — конечной станцией железной дороги. Расстояние от г. Бийска до Чаган-узуна равняется 525 км. Географические координаты месторождения — 50° с. ш. и 88° 20′ в. д. по Гриничу (фиг. 1).

ФИЗИОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

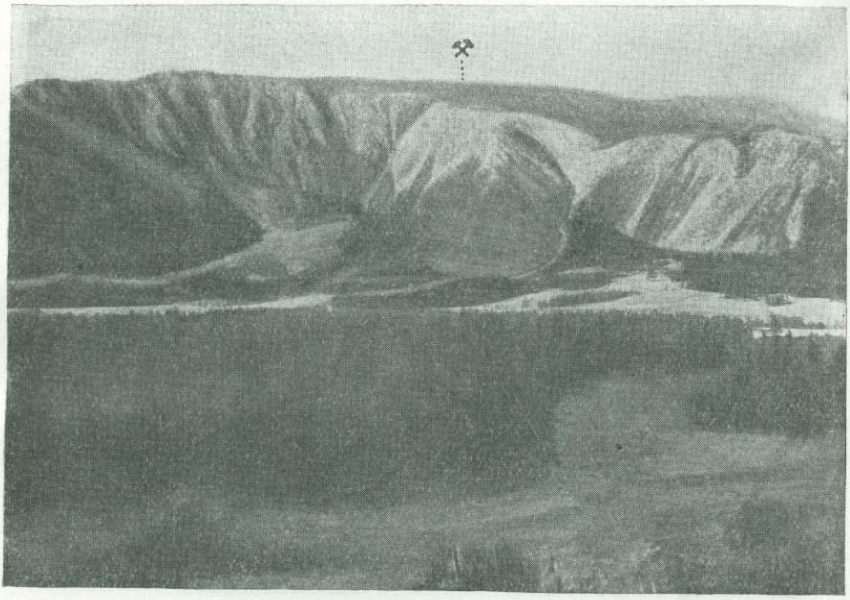
Месторождение расположено на самой вершине хребта, вытянутого по левому берегу р. Чуи в западо-северо-западном направлении и являющегося своеобразной горной перемычкой между Чуйской и Курайской степями — впадинами. Абсолютные отметки вершин хребта достигают 3100 м.

[1] Чаган-узун является искаженным монгольским «Цаган-усу», что значит «Белая вода» (по молочнобелой от ледниковой мути воде этой реки).



Фиг. 1. Карта Горного Алтая (Ойротской авт. области) с нанесенными на ней ртутными месторождениями и направлением ртутной зоны.

Относительные превышения над тальвегом долины р. Чуи колеблются в пределах 1200—1300 м. С севера хребет круто обрывается в долину р. Чуи, причем верхняя часть склона скалиста и очень крута с уклонами до 60°; нижняя спускается к Чуе в виде островерхих гребней водоразделов второго порядка. Несколько ниже точки перелома профиля на высоте около 2700 м намечается граница леса, который местами довольно густо покрывает подножие северных склонов долины р. Чуи. Характер северных склонов хребта в значительной степени обусловлен наличием древних каров и современным действием снежников (фиг. 2).



Фиг. 2. Общий вид на район Чаган-узунского м-ния ртути с севера из долины р. Чуи. (Фото В. Кузнецова).

Южным склонам хребта присущи более мягкие плавные очертания. Эти склоны неглубоко расчленены системой верховьев рр. Ак-кая и Адыртюргун, левых притоков Чаган-узуна на ряд сравнительно пологих гребней, которые, понижаясь по направлению к югу переходят в пенепленированное плато со следами покровного оледенения, а по направлению к востоку и юго-востоку сменяются мелкосопочником, а затем плоской равниной Чуйской степи. Южный склон покрыт мелкой щебенкой и сухой степной травой. Лес ютится лишь маленькими островками в глубине речных долин, приурочиваясь к тенистым северным склонам последних.

В формировании современного рельефа принимали участие и речная эрозия и древнее оледенение, и особенно морозное выветривание, свойствен-

ное этой высокогорной области с холодным полупустынным климатом, но основную направляющую роль играли, несомненно, тектонические процессы. Это находит свое выражение и в направлении основных орографических элементов района и в конфигурации его речной сети.

Основной водной артерией района является р. Чуя. В район месторождения она входит небольшим отрезком своего верхнего течения. Выше она пересекает обширную Чуйскую степь, где медленным течением, причудливыми меандрами, массами озер и стариц напоминает обычную степную реку. В районе месторождения р. Чуя врезается в горы и приобретает ха-



Фиг. 3. Долина р. Чуи против Чаган-узунского м-ния. (Фото В. Кузнецова).

рактер типичной горной реки с быстрым и шумным течением. Ниже устья р. Куяхтанара Чуя начинает донный размыв и оставляет по бортам долины систему прекрасно выраженных террас (фиг. 3). Дебит воды не постоянен и достигает максимума в период таяния снегов и ледников в истоках рек, т. е. в мае — июне.

Вторая значительная река, орошающая район, приток Чуи, р. Чаган-узун входит в описываемый район своим нижним течением. Здесь она прорезает узким каньоном приподнятое плато из коренных пород и широко разливается по степной долине. Питаясь мощными ледниками Чуйских альп (ледники Талдура, Джело и др.), Чаган-узун обладает крайне непостоянным дебитом, зависящим от интенсивности таяния льдов, и грязной

мутнобелой водой. Летом река многоводна (более многоводна нежели сама Чуя), но к осени и зимой становится небольшим ручьем и почти вымерзает.

Левые притоки р. Чаган-узуна, р. Ак-кая и Адыр-тюргун, в истоках которых расположено месторождение, представляют собой незначительные ручьи, почти пересыхающие к концу лета и теряющиеся в собственном аллювии при выходе из гор на степную равнину.

Климат страны сухой и резко континентальный. Осадков в летнее время выпадает немного. Обычно облака стягиваются в сторону Чуйских альп или Курайского хребта, где проливаются дождем, обходя Чуйскую степь и расположенный рядом с нею район месторождения. Весна наступает в конце апреля, но значительные морозы бывают еще и в мае. На вершине хребта снег держится до середины июля, а в августе начинает падать новый. Любопытны колебания температуры в зависимости от гипсометрического положения участка. В декабре мороз достигал на вершине хребта —30°, в то время как у подножия горы в нижнем стане было — 40°, а в Чаган-узуне и Кош-агаче температура опускалась ниже — 57° С. Частые бураны иногда прерывают связь между верхним и нижним станом. Дорога заносится снегом почти ежедневно и требует постоянной расчистки, чтобы провести караван верблюдов и забросить на верхний стан дрова, крепежный лес, продукты и пр.

ЭКОНОМИКА РАЙОНА

Месторождение расположено в пограничном с Монголией отдаленном и слабо населенном районе. Ближайшим к месторождению населенным пунктом является поселок Чаган-узун, расположенный на левом берегу р. Чуи. Весь поселок состоит из десятка домов и нескольких алтайских юрт. Здесь имеется сельсовет, правление скотоводческого колхоза, начальная школа и отделение сельской кооперации. Поселок соединен телефоном с районным центром с. Кош-агач, расположенным в 25 км к востоку в Чуйской степи. Правой стороной Чуи [1] мимо поселка проходит автомобильный чуйский тракт — торговый путь в Монгольскую народную республику.

Месторождение находится всего в 9—10 км от поселка и тракта, но на самой вершине хребта на высоте 1200 м над поселком.

Высокогорность и суровый климат страны не позволяют населению района заниматься зерновым хозяйством. Ближайшие к месторождению небольшие посевы зерновых и огородных культур мы встречаем только в с. Чибит, расположенном в 50 км к западу и значительно ниже над уровнем моря нежели Чаган-узун (почти на 600 м). В настоящее время заканчиваются работы по орошению Курайской степи, где опыты посевов зерновых дали довольно благоприятные результаты. Коренное население района (алтай-

[1] Около поселка имеется мост через р. Чую.

цы — теленгиты, казахи) занимается исключительно скотоводством и охотой. В прошлом кочевое, население сейчас с успехом переводится на оседлость и объединяется в колхозы. Проходит ликвидация неграмотности, растет число школ. Значительно повышается доходность колхозов и улучшаются материально-бытовые условия его членов. Юго-восточный Алтай, вообще говоря, беден лесом, но в окрестностях месторождения леса сравнительно много, причем значительное количество приличного строительного леса имеется по долине р. Чуи и по северным склонам хребта, на вершине которого расположено месторождение. Небольшие островки леса встречаются в долинках верховьев рр. Ак-кая и Адыртюргун. Преобладающей породой является лиственница, реже ель и кедр; вдоль русла рек в степной части района растет тополь. В пределах района месторождения заготовляется лес для строительства и топлива в с. Кош-агач, так как дальше к востоку по направлению к Монголии лес почти полностью исчезает.

В окрестностях месторождения известны месторождения бурого угля. Одно из них находится у южного подножия Курайского хребта в 9 км к северу от Кош-агача и в 30—35 км от Чаган-узуна. В 1926 г. оно было осмотрено В. П. Нехорошевым, который указывает на 4 пласта, два из которых обладают рабочей мощностью в 1.00 и 1.10 м. Анализы, произведенные в лаборатории Геолкома, показали высокую зольность (до 38%) углей, но так как пробы брались, вероятно, из поверхностных выходов, то анализы могут быть ненадежными (Нехорошев, 1930). По заключению Зап.-сиб. исследов. института угля, эти угли пригодны для сжигания в любых топках и для любых целей (Вуколов). Местная артель промсоюза, имея в виду снабжать топливом безлесный район, в течение ряда лет пробует эксплоатировать месторождение Кош-агач, но без особенного успеха. Пройдена штольня, подсекшая два пласта рабочей мощности на глубине 16—17 м. Никаких серьезных разведок здесь не производилось. Угли связаны с третичной толщей и интенсивно дислоцированы. На простирании этой же полосы третичной толщи несомненно имеются и другие месторождения бурых углей, признаки которых в виде сажи и высыпок угля из норок грызунов встречаются вдоль подножия хребта повсеместно. Одно из таких месторождений было открыто в 1935 г. по указанию местных жителей в непосредственном соседстве с Чаган-узуном в 1.5 км от него к северу. Наблюдались выходы трех пластов. [1]

[1] В результате проведенных в 1936 г. работ было установлено, что бурые угли Чаган-узуна и Кош-агача могут служить не только твердым минеральным топливом, но и возможным сырьем для получения жидкого топлива. Анализы дали выход первичного дегтя до 10—14%. Подсчитанные в небольшом вскрытом разведками участке месторождения на правом берегу р. Чуи против Чаган-узуна запасы вполне удовлетворяют вероятную потребность.

Значительны в пределах района резервы гидроэнергии. Горные реки с большим напором и значительным, хотя и непостоянным дебитом, особенно Чуя и Чаган-узун, являются достаточно крупными ее источниками.

2 ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Геологическое строение района, в основном, сводится к следующему: южные склоны Курайского хребта на правом берегу р. Чуи против месторождения сложены граувакками, песчаниками и известняками так называемой Курайской формации силурийского возраста. Горная группа на левом берегу р. Чуи между Курайской и Чуйской степями в основном сложена древнейшими породами Алтая кембрийского и, отчасти, может быть, докембрийского возраста — серыми битуминозными известняками и древними зеленокаменными эффузивами. Эта древнейшая формация прорвана ультраосновной интрузией перидотитов и трансгрессивно перекрывается граувакками Курайской толщи.

В южной части района, по долине р. Чаган-узуна, тянется полоса черных сланцев среднего девона. В восточной части развиты: пестроцветная эффузивно-осадочная формация верхнего девона, третичные отложения и четвертичные рыхлые образования. Тектоническая характеристика такова: основным структурным элементом в районе является антиклиналь кембрийских пород, осложненная дизъюнктивными дислокациями, в результате которых она приведена в состояние горста, обособившегося, вероятно, еще в нижнем палеозое. Этот древний горст не раз испытывал поднятия, в результате которых, в частности, к началу трансгрессии верхнедевонского моря он был освобожден от покрова силурийских свит. В восточной части района он погружается и перекрывается свитой верхнего девона. В результате последующих тангенциальных нажимов, происходят ориентированные с северо-востока на юго-запад подвижки по старым швам с нарушениями типа чешуйчатого надвига. В фронтальной части надвига обнажились наиболее глубокие части кембрийской формации вместе с крупным массивом гипербазитов. Зона дизъюнктивного нарушения минерализована, причем с нею в пределах района связано ртутное месторождение. Такова общая концепция, основанная на приведенном ниже фактическом материале. Изложение последнего мы для удобства и сокращения объема делаем в хронологическом порядке, отвечающем последовательности геологических событий, совокупность которых обусловила современное геологическое строение района.

3 Состав формаций

Известняково-порфиритовая боратальская формация

Эта древнейшая в нашем районе формация пользуется широким распространением в западной его части, слагая собою, в основном, всю горную группу, разделяющую чуйскую и курайскую степные котловины и на за-

пад уходя далеко за пределы изученного района. По своему составу, она может быть разделена на два отдела, связанные постепенными переходами: известняковый и порфиритовый.

В составе известнякового отдела преобладают массивные серые кристаллические битуминозные известняки. Цвет их варьирует от серого до черного. Темноокрашенные разности особенно богаты битумами и при ударе издают сильный неприятный запах сероводорода. Известняки большею частью нацело перекристаллизованы, раздроблены и залечены сетью тонких кальцитовых жилок. Редко в них встречаются слоистые разности. Обычно они массивны, неслоисты и, видимо, представляют собою мощные органогенные образования типа рифов. Остатков организмов в них почти не сохранилось и только в двух случаях удалось встретить слои, богатые мелкими известковыми водорослями, которые, к сожалению, остались необработанными. В известняках довольно часто наблюдаются неправильной формы стяжения, а иногда и правильные прослои, черного силицита. Затем, в виде крупных линзовидных масс, в них развиты светлоокрашенные, явно метасоматические кварциты и, наконец, горизонты зеленокаменных эффузивов.

В строении следующего порфиритового отдела принимают участие те же члены, но в обратном соотношении. Здесь господствуют зеленокаменные эффузивы и их туфы, а известняки занимают подчиненное положение, образуя линзы, туповыклинивающиеся тела, а иногда выдержанные горизонты различной мощности и размеров. Среди эффузивов преобладают плохо различимые друг от друга однообразные грубораслацованные диабазы и диабазовые порфириты серозеленого, зеленого и черно-зеленого цвета. Микроскопическое их изучение показало, что все они испытали зеленокаменное преобразование и сильнейший катаклаз, в результате которого порода обычно представляет собою плохо различимый аггрегат мелких чешуек хлорита, серицита и пелитовой массы с редкими реликтами структуры эффузивов. Среди лучше сохранившихся разностей по составу можно выделить: диабазовые порфириты, породы порфировой структуры с фенокристами неопределимого плагиоклаза в диабазовой или интерсертальной основной массе, образованной тонкими игольчатыми лейстками плагиоклаза, мелкими зернами авгита, хлорита и магнетита. В этих породах всегда в значительном количестве присутствует титанит или лейкоксен. В интерсертальных разностях иногда различим сохранившийся стекловатый бурого цвета базис. Значительно реже встречаются авгитовые порфириты, отличающиеся от описанных присутствием в фенокристах на ряду с плагиоклазом и авгита.

На ряду с основными разностями наблюдались и кислого состава эффузивы, причем определенной закономерности в пространственном распределении кислых и основных разностей установить не удалось. Кислые эффу-

зивы представлены светлосерыми кератофирами, а чаще серыми порфироидами. В первом случае под микроскопом различима плохо сохранившаяся основная масса фельзитовой или микрогранитовой структуры. В порфироидах легко обнаруживается порфировая структура, причем в фенокристах полевой шпат и реже кварц, принимающий в результате катаклаза линзовидную форму. Основная масса, первоначально микрогранитная, но обычно сильно катаклазирована и перекристаллизована с последующим развитием серицита, мозаичного кварца, пирита, а затем кальцита и иногда — хлорита.

Описанные породы сопровождаются серо-зелеными и серыми брекчиевидными сланцами и хлоритизированными глинистыми сланцами. Наконец, в составе этого отдела принимают значительное участие такие же, как и описанные выше, серые массивные битуминозные кристаллические известняки, черные силицилиты и пестрые кварциты. Известняки кое-где отчетливо переслаиваются с эффузивно-туфовыми горизонтами, а чаще образуют среди них рифообразные массы, но несомненно являются синхронными эффузивам образованиями.

Так же как в описанном выше отделе, эти известняки обычно не содержат органических остатков. Однако при детальном исследовании удалось установить несколько точек, где таковые сохранились, будучи представлены существенно известковыми водорослями. В изобилии водоросли встречены в одном из горизонтов известняка в верховье р. Ак-кая. Они представляют собой шаровидные и неправильные крупные формы с радиальнолучистым строением. По заключению П. С. Краснопеевой,[1] подобные окаменелости известны в Енисейской тайге и в Потехинском районе Кузнецкого Ала-тау. В Енисейской тайге эти окаменелости залегают ниже слоев с *Criphozoon proleferum* Hall (?). Этот вид описан Уолкоттом из альгонских отложений С. Америки. В. П. Маслов, изучавший кембрийские водоросли Восточной Сибири, объединяет этот вид с вновь описанным им видом *Collenia baicalica* n. sp. из толщи нижнего кембрия. В Потехинском районе подобные водоросли были обнаружены О. К. Полетаевой.[2] В пределах той же свиты были обнаружены многочисленные остатки водорослей и археоциат низов среднего кембрия.

Еще более интересные находки были сделаны в центре района в пределах главного рудного участка месторождения. Здесь имеется вытянутая в широтном направлении полоса порфиритов, сланцев и серых известняков. В последнем обнаружено большое количество мелких оолитоподобных водорослей *Osagia ovosimilis* Vol, которые, судя по работам А. Г. Вологдина, характерны для среднего кембрия Западного Саяна и встречаются вместе с *Coscinocyathus*, *Protopharetra*, *Spirocyathus* и др.

[1] Научный сотрудник Палеонтологического кабинета ЗСГРТ.

[2] То же.

Кроме того здесь же, в гальке лежащего на этих горизонтах базального силурийского конгломерата, встречаются обломки известняка с теми же *Osagia* и прекрасно сохранившимися мелкими археоциатами.

Таким образом, для решения вопроса о кембрийском и, вероятнее всего, о среднекембрийском возрасте описанной выше известняково-порфиритовой формации и, по крайней мере, ее порфиритового отдела, имеется довольно убедительный материал. Тем самым решается имеющий общий интерес для геологии Горного Алтая вопрос о возрасте тех серых битуминозных известняков, которые из нашего района прослеживаются к Бораталу, оз. Сарулу-куль, верховьям р. Кадрина и т. д. и которым приписывался то силурийский, то кембрийский, то, наконец, докембрийский возраст.

Породы, слагающие формацию, не слоисты, но кое-где все же дают возможность наблюдать характер ее тектоники. Оказывается, формация собрана в крутопоставленные сжатые складки, ориентированные в северо-западном направлении и в том же направлении значительным образом рассланцована. По более значительной степени метаморфизма, рассланцевке и специфическому литологическому составу формация резко отличается от других более молодых развитых в районе формаций. Достаточно сложный ее состав еще более усложняется тем, что в ней присутствуют многочисленные интрузивные тела гипербазитов, сопровождаемые различными гранато-амфиболовыми, тальковыми и кварцево-карбонатовыми породами. Кроме того, она рассечена большим количеством даек диоритов, габбродиоритов, габбро, лабрадоровых порфиритов и кварцевых порфиров.

Гипербазиты

Обращенные на север левые склоны долины р. Чуи в пределах нашего района в значительной части сложены ультраосновными интрузивными породами или, следуя терминологии В. Н. Лодочникова, гипербазитами. Интересно отметить, что гипербазиты, вообще говоря, весьма устойчивые по отношению к агентам выветривания породы, не занимают доминирующих высот в современном рельефе. Они слагают собою ряд второстепенных хребтиков и отрогов главного водораздела к северу от последнего. Гипербазиты легко поддаются картированию, благодаря тому, что им свойственны специфически окрашенные (бурые, зеленые) гладкие, покрытые мелким щебнем детали рельефа.

Главный массив ультраосновных пород представляет собою довольно крупное эллиптическое в плане тело, достигающее 10 км по длинной оси и от 1.5 до 3 км в поперечном сечении. Плутон ориентирован в северо-западном направлении и расположен согласно с простиранием вмещающих кембрийских зеленокаменных пород, являясь, таким образом, конкордантным телом типа лаколлита, выведенного в результате позднейших дисло-

каций из первоначального положения. Судя по сочетанию границ интрузива с современным рельефом, намечается общее падение тела на северо-восток. Впрочем интрузивный массив принял участие в новейших дизъюнктивных перемещениях и, вероятно, в значительной мере и формой и положением обязан последним. В юго-западной части плутон погружается на некоторую глубину и проявляется на поверхности денудации лишь в виде системы мелких отпрысков линзовидной формы, сложенных нацело серпентинизированными гипербазитами. Такие же мелкие линзовидные тела гипербазитов встречаются кое-где в других участках в поле распространения кембрийской порфиритовой формации. И основной массив и мелкие его спутники сложены почти нацело серпентинитами и в гораздо меньшем количестве сохранившимися от серпентинизации перидотитами. Как показали наблюдения, серпентиниты в подавляющем большинстве образованы за счет тех же перидотитов и, таким образом, мы имеем случай простого недифференцированного ультраосновного интрузивного массива. Отметим, что эта особенность, т. е. почти полное отсутствие дифференциатов, вообще характерна для большинства саяно-алтайских гипербазитов, чем они резко отличаются от гипербазитов Урала.

Перидотиты обычно сохраняются в виде незначительных по размерам пятен среди серпентинитов, а так как перидотитам свойственна эллипсоидальная форма отдельности, то они охотно образуют ядра или катыши, отчетливо отпрепарированные от облекающих их рассланцованных серпентинитов. На поверхности выветривания перидотиты покрываются ржавобурой бугорчатой коркой, с выступающими в виде бугорков устойчивыми против выветривания крупными порфировидными зернами или скоплениями зерен баститизированного пироксена.

В свежем изломе сохранившийся от серпентинизации перидотит представляет собою массивную породу черного или зеленовато-черного цвета, состоящую из оливина и пироксена. Как показывает микроскоп, порода в основном состоит из оливина, слагающего от 50 до 80% всей массы пород и пироксена, как ромбического, так и моноклинного. В качестве постоянной, но незначительной примеси присутствуют роговая обманка, зеленовато-бурый пикотит и реже — хромит. В различных количествах всегда присутствуют эпимагматические серпентин, магнетит, иногда хлорит, брусит и кальцит. Оливин, в шлифе бесцветный, образует изометричные зерна и иногда пойкилитовые вростки в таблицах пироксена. Он легче всех подвергается серпентинизации и зерна его обычно рассечены сетью тонких петельчатых жилок хризотила. Ромбический пироксен иногда образует типичные крупные таблицы с хорошо выраженной спайностью. Кроме того, он дает и мелкие ксеноморфные зерна. В таких же зернах встречается и моноклинный пироксен типа диаллага. И тот и другой устойчивы и сохраняются в породе, в то время как оливин почти нацело замещается

серпентином. Роговая обманка, несомненно, магматическая, бесцветная, в хорошо индивидуализированных зернах с характерными поперечными разрезами и типичной спайностью, развивается обычно на границе между оливином и пироксеном. Эпимагматические минералы представлены, главным образом, хризотилом, образующим петельчатые жилки в оливине и реже в пироксене. Кроме того иногда крупные жилки хризотила секут все поле шлифа, отвечая позднейшей фазе серпентинизации, связанной, видимо, с тангенциальным давлением. Жилки хризотила обычно обладают сложным строением, ветвятся и сопровождаются просечкой мелких зерен магнетита. Кроме хризотила развивается игольчатый и листоватый антигорит. Иногда наблюдаются крупные гомоосевые индивиды бастита. Кое-где по трещинкам катаклаза развивается позднейший кальцит. Таким образом, по своему составу, характеру изменения и другим свойствам наши породы приближаются к гарцбургитам и лерцолитам уральской габбро-перидотитовой полосы и гарцбургитам некоторых саянских гипербазитовых массивов, в частности, актовракского асбестоносного массива в Танну-Тувинской народной республике, знакомого автору по работам 1932 г. (Татаринов и др., 1934).

Серпентиниты, слагающие большую часть интрузивного массива, представляют собой редко массивные, а чаще сильно раздавленные породы, обладающие мелкой полиэдрической и чечевицеобразной отдельностью и рассланцованные. Цвет пород варьирует от зеленого до черного, иногда с буроватым, фиолетовым и синеватым оттенком. Под микроскопом видно, что обычно порода состоит из серпентинита, магнетита, хромита, реже брусита и карбонатов. В массивных разностях породы отчетливо сохраняется петельчатая система хризотила, свидетельствующая о происхождении серпентинита за счет оливинсодержащих пород. Реликты структуры сохраняются в большинстве случаев и в рассланцованных разностях. Кроме хризотила широко развит игольчатый и пластинчатый антигорит. Иногда за счет серпентина развиваются пластинки брусита, отличающегося более высоким двупреломлением. В других случаях, среди листочков антигорита появляются скопления зерен карбоната, который, судя по отсутствию полисинтетических двойников и показателю преломления, относится к доломиту или магнезиту.

Процесс серпентинизации в нашем массиве не представляет собою чего-либо принципиально нового. Этот вопрос чрезвычайно детально освещен в литературе по уральским гипербазитам. Отметим, что серпентинизация в нашем массиве распространена вне всякой видимой связи с какими-либо проявлениями последующей кислой интрузии и наши наблюдения скорее всего подтверждает вывод В. Н. Лодочникова о серпентинизации как процессе автометаморфическом, т. е. процессе, не связанном причинной связью с воздействием извне саморазвития интрузивного массива.

Так же как и в ряде уральских гипербазитовых массивов, в массивных неизмененных перидотитах иногда встречаются различной мощности жилы серпентина. Центральная часть жил иногда заполнена светлозеленым фарфоровидным метакситом или серпофитом. В других случаях появляется нормально развившийся поперечноволокнистый хризотил-асбест. Наблюдались случаи мелкопрожила, сетчатого асбеста, простых и сложных отороченных жил, т. е. все типы асбестовых жил, развитых в Баженовском асбестоносном районе. Намечаются некоторые более или менее обогащенные асбестоносные участки в северо-западной части интрузива. Встречавшийся асбест обладает тонким, легко расщепляющимся волокном высокого качества, но не высоких сортов; довольно редко встречается волокно в 10—15 мм, чаще значительно более короткое. Волокно часто испорчено просечкой магнетита или серпофита. Впрочем, специальных поисков на асбест мы не вели и не исключена возможность того, что в пределах нашего интрузива могут быть обнаружены, заслуживающие разведки обогащенные волокном промышленных сортов, асбестоносные участки. Геологические возможности их обнаружения налицо.

В серпентинитах встречаются скопления белого аморфного фарфоровидного магнезита, видимо анагенового происхождения, иногда цементирующего брекчии трения по трещинам. Кроме того, имеется магнезит, явно катагеновый, в натечных формах и цементирующий дресву на поверхности выветривания массива. Часто встречается и свободный кремнезем в виде халцедона и опала. Наконец, в серпентинитах иногда встречаются линзы и желваки светлосерых плотных тонкозернистых гранатово-пироксеновых и гранато-хлоритовых пород, являющихся продуктом метасоматического изменения секущих массив даек габбро-диоритов и диоритов.

Отчетливых эндоконтактовых изменений в массиве, как правило, не удается наблюдать благодаря тому, что серпентиниты, особенно в контактах, испытывают сильнейшую рассланцовку. Слабо выражены и экзоконтактовые изменения, которые, насколько нам удалось наблюдать, сводятся к следующему: в нескольких случаях наблюдалось окремнение с появлением серых и черных кварцитов, в других — появление обесцвеченных тальковых сланцев, развивающихся, впрочем, в большей части, за счет рассланцованных серпентинитов. Чаще всего, в контактах серпентинитов с известняками, можно наблюдать доломитизацию, окремнение, появление в доломитах хромовой слюдки, пирита и реже — других сульфидов (в одном случае галенита).

Возраст гипербазитов определяется тем, что они встречаются исключительно вместе с кембрийской формацией, прорывая и контактово изменяя породы кембрия. Напротив, нигде не наблюдалось активного контакта их с иными, более молодыми формациями. С ними гипербазиты иногда соприкасаются, но всегда путем вынужденного тектонического контакта. Эта

особенность, т. е. исключительная приуроченность гипербазитов к кембрийской формации, свойственна не только нашему району, но широко наблюдается в пределах соседней Зап. Монголии, тувинской (урянхайской) котловины и Зап. Саяна (Кузнецов, 1934) и является, видимо, следствием древнего, близкого к кембрию, возраста ультраосновной интрузии. Также как и всюду в соседних горных областях, массивы гипербазитов в нашем районе ориентированы в направлении, подчиненном дислокации древнего кембрийского континента. Верхняя граница возраста в нашем районе не так отчетлива. Однако, имея в виду, что в Зап. Саяне и Туве доказан досилурийский возраст совершенно аналогичной интрузии, мы имеем достаточно оснований приписывать и нашим гипербазитам кембрийский, предположительно салаирский возраст.

Гранатово-амфиболовые породы. Кое-где в виде небольших отдельных блоков среди гипербазитов или по краям перидотитового массива встречаются метаморфические породы, по степени метаморфизма редко отличающиеся от всех прочих пород района. Среди них встречаются массивные серо-зеленые крупнозернистые эклогиты, породы гранобластической структуры, сложенные бурым гранатом, травянозеленым моноклинным пироксеном, голубоватой глаукофановой роговой обманкой и сфеном, затем еще более часто встречаются гнейсовидные черные породы, обладающие нематобластической и реже лепидобластической структурой, в состав которых в виде порфиробластов входит тот же краснобурый гранат, в меньшем количестве моноклинный пироксен и в довольно большом количестве глаукофан. В этих породах, иногда в очень большом количестве, развит цоизит и клиноцоизит. Всюду обнаруживается очень много сфена, рутила, реже — циркона. Породы часто сильно катаклазированы, причем в катаклазитах развивается обильный мозаичный кварц, сопровождаемый иногда альбитом и пиритом, хлорит, серицит и кальцит. Кроме этих пород встречаются и амфиболиты, породы с хорошо выраженной кристаллизационной сланцеватостью, сложенные голубовато-зеленой столбчатой роговой обманкой, кварцем и кислым плагиоклазом. В них иногда встречаются жилы и дайки катаклазированного плагиаплита. Генезис этих пород и отношение их к гипербазитам еще нельзя считать достаточно ясным, тем более что вообще в петрологической литературе этот вопрос освещен еще весьма слабо. Границы амфиболитов с гипербазитами обычно нарушены тектоническими подвижками.

Метаморфизованные диориты и габбродиориты

Эти породы образуют небольшие линейно вытянутые дискордантные тела, секущие массив гипербазитов и вмещающие его породы кембрийского континента. Особенно часто они встречаются в гипербазитах в виде корот-

ких туповыклинивающихся даек небольших размеров, ориентированных параллельно длинной оси плутона, т. е. чаще в северо-западном направлении. Последующая рассланцовка серпентинитов приспосабливается к форме даек, обтекая их и фиксируя, таким образом, время их появления. Появление даек до рассланцовки и распространение их существенно внутри или рядом с интрузивным массивом, говорят о связи диоритов в пространстве и времени, а следовательно и возможной генетической связи с гипербазитами.

Диориты представляют собою мелко- и тонкозернистые полнокристаллические породы темносерого, зеленовато-серого и черного цвета. Под микроскопом разности, наблюдавшиеся внутри гипербазитов, обладают структурой диоритов или авгитовых диоритов с некоторым идиоморфизмом цветных минералов по отношению к плагиоклазу. И те и другие развиты, примерно, в равных количествах. Цветной минерал представлен обыкновенной светлозеленой и иногда буроватой роговой обманкой в широких изометричных таблицах. Иногда в центрах зерен присутствует в небольшом количестве бесцветный моноклинный пироксен. Первичная роговая обманка по краям разъедена и замещена войлоком игольчатого актинолита и светлозеленого хлорита. Плагиоклаз почти нацело превращен в мутный высокорельефный аггрегат соссюрита. В редких уцелевших зернах он поддается определению, обнаруживая состав, отвечающий № 30—40. Типичен ильменит в решетчатых зернах. Встречается вторичный мозаичный кварц. Таким образом породы могут быть квалифицированы как соссюритизированные и амфиболитизированные диориты.

В краевых частях даек в контактирующих породах сначала по трещинкам, а потом участками развивается тонкий аггрегат граната, иногда сопровождаемого диопсидом, хлоритом и бесцветной хлопьевидной роговой обманкой. В результате порода обесцвечивается и приобретает тонкозернистое сложение, раковичный излом с жирным блеском и большой удельный вес. В шлифе гранат представляет собой бесцветный аггрегат мелких изотропных зерен и, видимо, по составу отвечает гроссуляру. Интересно, что в ряде случаев гранат замещает предпочтительно зерна плагиоклаза. Конечным продуктом являются уже упоминавшиеся светлые, плотные гранатовые породы. Почти аналогичная картина образования гранатовых метасоматических пород наблюдалась в Вагранской даче на Урале Н. Н. Падалкой и другими исследователями в пределах габбро-перидотитовой полосы Урала.

В породах континента наблюдались дайки диоритов несколько иного, хотя и близкого, состава. Они отличаются лучшей сохранностью первичных компонентов, отсутствием метасоматического граната и резким идиоморфизмом цветных минералов по отношению к плагиоклазу. В них кроме бурой магматической роговой обманки в значительном количестве присутствует авгит в крупных удлиненных зернах. За счет первичной, в краях

зерен развивается эпимагматическая, актинолитовая роговая обманка и хлорит. По своему составу и структуре породы могут быть названы соссюритизированными авгитовыми диоритами и габбродиоритами.

Курайская формация

Следующей по возрасту является трансгрессивно лежащая на описанной выше кембрийской формации мощная толща нормально-осадочных терригеновых пород — продуктов денудации кембрийского континента. Породы этой формации лучше всего представлены на правом берегу р. Чуи на южных склонах Курайского хребта, который в основном и сложен этой формацией. На левом берегу р. Чуи они развиты значительно слабее, сохраняясь в тектонических клиньях в сложной зоне дизъюнктивного нарушения.

В составе вышележащих горизонтов, кроме описанных пород, широкое развитие приобретают серые, зеленовато-серые и буроватые кварцево-известковистые песчаники, такие же глинистые и глинисто-известковистые сланцы, породы, отличающиеся большей степенью окатанности кластического материала, сортировкой его и наличием известковистого вещества в цементе. С ними переслаиваются тонкие горизонты серого, черного, зеленоватого и реже красноватого известняка. Эти известняки резко отличаются от кембрийских, обладая всегда тонкой слоистостью и представляя собою значительно слабее перекристаллизованные разности. В составе их всегда присутствует песчанистый материал. В одном случае наблюдался белый крупнооолитовый известняк. Слои известняка встречаются и в низах формации, причем в одном из его горизонтов в пределах рудного поля месторождения, наблюдалась тонкоплитчатая разность с характерными бугорчатыми и червеобразными корками на поверхности плит. Микроскоп обнаружил здесь наличие остатков радиолярий, которые, к сожалению, не дали возможности определить стратиграфическое положение известняков.

Породы формации нормально диагенетизированы и в очень слабой степени метаморфизованы, причем некоторые признаки метаморфизма, выраженные в появлении хлорита, не распределены регионально, а локализованы в некоторых участках и, главным образом, в горизонтах глинистых сланцев. В этих случаях, в глинистых сланцах появляется интенсивно зеленая окраска, плойчатость и шелковистый блеск на плоскостях сланцеватости; словом, породы получают облик так называемых «хлоритовых сланцев», характерных для формаций «метаморфических сланцев» Алтая. Эти наблюдения над составом формации, которую прежние исследователи квалифицировали как свиту глубоко метаморфизованных пород, наводят на мысль о том, что вообще термин «зеленые метаморфические сланцы» незаслуженно широко применяется в геологической литературе по Алтаю и что

в ряде случаев мы имеем дело с породами, сохранившими первичную структуру псаммитов и пелитов, т. е. глинистыми сланцами (Розенбуш, Лодочников), которые в крайнем случае могут быть названы хлоритизированными или филлитизированными глинистыми сланцами.

По направлению на север вглубь Курайского хребта степень метаморфизма пород заметно увеличивается, причем песчаники и сланцы обогащаются хлоритом, а в известняках иногда развивается игольчатая актинолитовая роговая обманка. Дальше уже за пределами нашего района появляются биотитовые сланцы и черные биотитовые роговики, окаймляющие мелкие интрузивные тела светлозеленых катаклазированных крупнозернистых о п д а л и т о в и к в а р ц е в ы х д и о р и т о в. Такие породы были встречены в вершине рч. Куяхтанара к западу от озера, причем здесь, очевидно в связи с интрузией, имеется значительная зона пиритизации. Такие же кварцевые диориты секут формацию в среднем течении рч. Мокрый Тыдтугем, к западу от границы нашего района. Кроме того, среди пород формации встречаются дайки роговообманковых г а б б р о - д и а б а з о в, мелкозернистых, серо-зеленых пород с габбро-офитовой структурой, в составе которых существенное участие принимает соссюритизированный плагиоклаз, зеленая табличатая роговая обманка, актинолит, хлорит и реже — кварц. Следует отметить некоторое сходство пород с описанными выше метаморфизованными габбро-диоритами, от которых эти породы отличаются своей структурой и характером вторичных изменений.

Тектоника формации довольно сложна, но благодаря отчетливой слоистости пород, поддается расшифровке. Близ кембрийского горста в зоне нарушения имеют место крутые падения слоев на север и северо-восток. Дальше на правобережье р. Чуи отчетливо намечается крупная синклиналь, с осью, ориентированной в направлении 300—310°, осложненная в крыльях целой серией складок второго и высшего порядков. В общем, преобладают углы падения, колеблющиеся от 30 до 60°. Рассланцовка не повсеместна и часто не совпадает со слоистостью.

Возраст формации определяется тем, что она трансгрессивно лежит на среднем кембрие и перекрывается верхним девоном, причем в гальке базального верхнедевонского конгломерата, лежащего иногда на породах описанной формации, как например в устье рч. Адыр-тюргун, а иногда и непосредственно на кембрийских породах, — встречается галька пород несомненно курайской формации, именно тонкослоистых песчаников и известняков. Вместе с ними встречается галька известняков с фауной кораллов, строматопор, реже мшанок и криноидей, причем К. В. Радугиным констатированы *Heliolites* sp., *Pachipora* sp., *Amphypora(?) altaica* n. sp., членики криноидей, разрезы неопределимых брахиопод и трилобитов, ветвистые *Favosites*, затем *Heliolites interstinctus* var. nov., т. е. вид, характерный для D_2, одиночные кораллы плохой сохранности и т. д. Возраст окамене-

лостей из гальки конгломерата укладывается в пределах $S_2 — D_2$. Эти находки могли бы указывать на соответствующий возраст курайской формации, но так как фауна найдена во вторичном залегании и так как не исключена возможность того, что она получена из иной толщи, уже уничтоженной денудацией и не обнаженной на поверхности в нашем районе, следует признать, что возраст формации еще недостаточно выяснен, но, вероятно, укладывается в пределах силура и, скорее всего, нижнего его отдела.

Чаган-узунская формация D_2

В южной части исследованного района по долине р. Чаган-узун развита толща черных и серых глинистых сланцев, мергелей и известковистых песчаников с тонкими горизонтами черных же песчанистых и мергелистых известняков. Толща эта входит в наш район только незначительной частью, что лишает нас возможности дать ее полный разрез. По данным проф. Н. Н. Горностаева, формация протягивается узкой длинной полосой от устья р. Карагема к востоку до восточной окраины Чуйской степи, где она наблюдалась Н. Н. Смирновой. Многочисленные находки фауны особенно обильные в районе, исследованном Н. Н. Смирновой (1932), дали возможность достаточно уверенно отнести формацию по возрасту к среднему девону.

В нашем районе формация представлена типичными для нее черными и серыми глинистыми сланцами, тонко переслаивающимися с такими же известковистыми и мергелистыми песчаниками. Нередки случаи диагональной слоистости и волноприбойных знаков на поверхности слоев. Иногда сланцы и песчаники принимают зеленовато-серый и изредка лилово-серый цвет. В таком случае они в штуфе не отличимы от аналогичных сланцев силурийской толщи. Подчиненное положение среди сланцев занимают такие же темносерые, всегда песчанистые известняки, образующие тонкие небольшой мощности прослои. В последних иногда встречаются плохой сохранности деформированные органические остатки. По определению Л. Н. Краевской, здесь встречаются криноидеи и брахиоподы, чаще всего спириферы, с трудом поддающиеся определению. В одном случае удалось установить *Spirifer* cf. *subcuspidatus* var. *humulis* Scup., имеющий распространение от S_1 до D_2^1. К. В. Радугин определил отсюда *Pachypora servicornis*. Такой состав фауны не противоречит выводу о среднедевонском возрасте формации.

В нашем районе формация дизъюнктивной границей отделена от верхнедевонской красноцветной толщи, причем неблагоприятные условия для наблюдения не дали решения вопроса о направлении падения трещины сбрасывателя и о том, которое из крыльев нарушения в данном случае приподнято или опущено. Н. Н. Горностаев полагает, что произошел надвиг с севера на юг с перемещением стратиграфически вышележащей толщи по

поверхности несогласия на нижележащую. Ни нижней, ни верхней границ данной формации наблюдать нам не удалось. Не выяснен ни вопрос о характере ее залегания на более древних толщах, ни взаимоотношения ее с более молодой красноцветной формацией верхнего девона. Наблюдения над характером дислокаций показали, что элементы истинного залегания слоев склонны очень быстро варьировать, давая картину или мелкой складчатости, или, что более вероятно, мелкой плойчатости второго порядка на крыльях более крупных складок. Кроме слоистости повсеместно развита интенсивная рассланцовка в господствующем широтном и северо-восточном направлении при крутых углах падения. Сильно рассланцованные разности глинистых сланцев в то же время приобретают шелковистый блеск на плоскостях сланцеватости с развитием тонкой слюдки, вероятно серицита и иногда хлорита. Метаморфизм пород описываемой формации, по крайней мере в пределах изученного района, носит характер дислокационного метаморфизма, явно связанного с зоной дизъюнктивного нарушения, к которой приурочено распространение чаган-узунской формации. В одном случае среди пород формации наблюдалась дайка серой сильно выветрелой интрузивной породы, в состав которой входит кварц, полевой шпат и биотит. Возможно, что в связи с кислой интрузией среди пород этой формации развиты иногда мощные жилы серого кварца и почти повсеместная пиритизация пород.

Красноцветная формация D_{2-3}

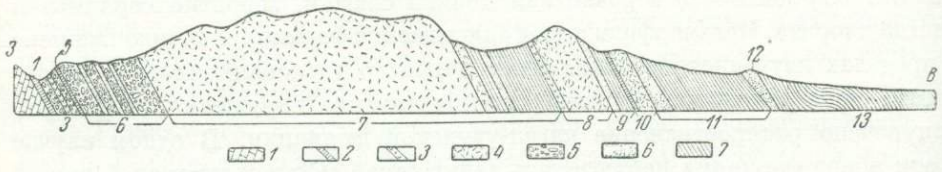
Эта формация, последняя и наиболее молодая из формаций палеозоя, широко развита в восточной части района. Извилистой границей денудационного характера она окаймляет с юго-востока, востока и северо-востока древний кембрийский горст, залегая местами то непосредственно на различных горизонтах кембрия, то на интрузивных телах перидотитов, то на граувакках и песчаниках силура.

Формация отличается от всех прочих толщ палеозоя как своим составом, в котором видную роль играют эффузивы в диагенетизированной фазе, так и особенно значительной свежестью, хорошей сохранностью пород, не затронутых процессами метаморфизма.

Состав формаций довольно сложен и неустойчив, обладает склонностью к резким фациальным изменениям на небольшом расстоянии по простиранию. Это свойство естественно и характерно для подобных пирогенных и пирокластических свит. Значительным разнообразием отличаются и вертикальные разрезы формации в различных участках района. Наиболее широко распространена такая последовательность пород: в основании толщи — базальные конгломераты, иногда с прослойками песчаников и тонкими покровами порфиритов, затем — эффузивный горизонт различной мощности и сложного состава, причем обычно в низах его преобладают мелафиры и пор-

фириты, а выше — кварцевые порфиры и туфы. Местами последние явно субаэральные, но чаще слоистые, переслаивающиеся с песчаниками и мергелями. Разрез завершается песчаниками, мергелями и горизонтами известняков с обильной фауной. Мощность как всего разреза, так и отдельных его горизонтов, сильно колеблется, особенно за счет эффузивного горизонта, который иногда исчезает совершенно.

Для характеристики сложного состава формации приведем детальный разрез ее по р. Ак-кая. Здесь в узком живописном ущелье нижнего течения этой речки прекрасно обнажена гомоклинальная толща нижних горизонтов описываемой формации следующего состава (фиг. 4), снизу вверх:



Фиг. 4. Разрез красноцветной толщи D_{2-3} по рч. Ак-кая.

1 — кембрийские мраморы; *2* — порфириты, мелафиры; *3* — кв. порфиры, фельзиты; *4* — туфы кв. порфиров; *5* — конгломераты; *6* — песчаники; *7* — мергели.

Кембрийские светлосерые мраморы

Угловое несогласие и перерыв

1. Тонкий покров фиолетово-бурого порфирита
2. Базальный конгломерат с хорошо окатанной, но плохо сортированной галькой, в состав которой входят мраморы, кварциты, зеленые и серые песчаники. Преобладают синхронные порфириты и порфиры лилового и розового цвета, в частности авгитовые и пилотакситовые порфириты
3. Светлорозоватый кварцевый порфир
4. Конгломерат с преобладающей галькой кварцевого порфира
5. Фиолетово-серый пилотакситовый порфирит
6. Грубый конгломерат с галькой, главным образом, синхронных эффузивов; среди конгломератов несколько горизонтов (5—6) желтых, бурых и красных крупно- и грубозернистых кварцевых песчаников и черного мергеля. Суммарная мощность этой пачки грубопластических слоистых пород около
7. Мощный покров неслоистых, видимо субаэральных, малиново-бурых, красных, лиловых и желтых кристаллических туфов кварц-порфира

Желтые и розовые туффиты и кварцевые грубозер-

нистые песчаники, а затем бордовые глинисто-мергелистые сланцы

8. Горизонт розово-серых фельзитовых порфиров и фельзитов, сопровождающихся туфами
9. Белые и светложелтые кварцевые песчаники, постепенно сменяющиеся красными и бордовыми мергелями
10. Вновь покровы лилово-серых порфиритов с шаровой отдельностью, светлозеленых туфов кварц-порфира, лиловых и лилово-серых пористых туфов кварцевого альбитофира
11. Белый кварцевый песчаник, выше сменяющийся толщей бордовых мергелей иногда с кремнистыми стяжениями
12. Горизонт конгломеративного песчаника, залегающий на мергелях с небольшим угловым несогласием
13. Толща зеленых и зелено-серых мергелей и глинистых сланцев иногда со стилолитовой отдельностью, образующих мелкие складочки второго порядка. Верха толщи размыты и не наблюдались. Видимая мощность не меньше

Суммарная мощность достигает

Как уже замечено, вся эта сложная толща гомоклинальна и падает на восток под углом сначала 65°, а затем выполаживается до 50—55° при меридиональном простирании. В мергелях верхних горизонтов наблюдались мелкие складки второго порядка. Внутри разреза в одном случае замечено небольшое согласное дизъюнктивное нарушение, секущее пласты под острым углом с падением В $\angle$ 70°.

В зеленых мергелях и известняковых горизонтах среди них на расстоянии около 300 м к востоку от конца описанного разреза обнаружена обильная фауна франского яруса верхнего девона.

Как видно из приведенного разреза, можно схематически расчленить описываемую формацию на три основных горизонта — конгломератовый, эффузивный и горизонт мергелей с фауной.

Прослеживая их по простиранию, мы убедились, что всюду в нашем районе с некоторыми местными отступлениями в основном наблюдается та же последовательность. Так, горизонт базальных конгломератов по направлению к северо-западу уменьшается в мощности, а затем, в результате согласного дизъюнктивного перемещения, перекрывается подстилающим его кембрием.

Здесь в составе гальки конгломерата, на ряду с кембрийскими известняками, мраморами, кварцитами и порфиритами, встречается, кроме того галька верхнесилурийских известняков с кораллами и слоистых граувакковых песчаников. По направлению к югу конгломерат принимает сначала громадную видимую мощность в результате очень пологого залегания,

а затем в долине рч. Кизил-чин почти выклинивается, сменяясь тонкими слоями конгломеративного песчаника. Базальный конгломерат всюду лежит несогласно на самых различных горизонтах размытой и неровной поверхности кембрия. В устье долины р. Адыр-тюргун тот же конгломерат уже лежит на граувакковых песчаниках силура. Среди гальки конгломерата здесь было найдено много известняка с фауной верхнего силура. Интересно отметить, что нигде не было встречено гальки интрузивных пород. Залегание конгломерата то непосредственно на кембрийских породах, то на граувакках силура, наличие в его составе верхнесилурийских известняков достаточно убедительно говорит о соответствующем континентальном перерыве и длительной денудации древнего материка перед трансгрессией верхнедевонского моря.

Уже в поле оказалось возможным выделить в составе эффузивного горизонта два основных слагающих его члена — кислые эффузивы состава кварцевых порфиров и основные — порфириты и мелафиры. Довольно отчетливо обособляются участки преобладающего развития тех или других разностей. Там, где и порфиры и порфириты встречаются совместно, основные разности, как правило, располагаются стратиграфически ниже кислых. Последние сопровождаются туфами, грубыми агломератами, переслаиваются с песчаниками, иногда носят следы размыва и перекрываются туффитовыми грубыми песчаниками и, видимо, представляют собою вулканические сооружения с мощными конусами туфового и пеплового материала и потоками лавы, существовавшие в условиях прибрежной полосы мелкого моря.

Полевое разделение эффузивов на две группы кислых и основных пород подтвердилось и уточнилось в процессе микроскопического их изучения. В результате наиболее типичные разности можно характеризовать следующим образом.

Кварцевые порфиры представляют собою светлоокрашенные розовые, светлолиловые и светлозеленоватые порфировые породы с мелкими фенокристами водянопрозрачного кварца в литоидной или фельзитовой основной массе. Микроскоп показывает, что структура основной массы, чаще всего микрофельзитовая или микрогранитная. В порфировых выделениях почти исключительно развиты: кварц в крупных корродированных зернах и реже— кислый плагиоклаз. Порода обычно брекчиевидна, причем одновременно в шлифе можно наблюдать участки, обладающие различными структурными особенностями. Несколько реже встречаются афировые лиловые тонкополосатые флюидальные фельзиты и фельзитовые порфиры. Во всех случаях породы нормально диагенетизированы, вторичные изменения заключаются в некоторой перекристаллизации основной массы с появлением скоплений мозаичного кварца, реже — кальцита и лимонита. Породы удивительно хорошо сохранились и не носят никаких признаков катаклаза.

Следует заметить, что порфиры и фельзиты образуют довольно редкие

и небольшие по мощности горизонты среди массы неслоистых туфов. Т у ф ы к в а р ц е в о г о п о р ф и р а представляют собою иногда пористые, а чаще массивные породы брекчиевой текстуры, окрашенные в светлые тона красного, бурого, лилового, желтого и зеленого цветов. Наиболее распространены красные и лиловые туфы. При рассмотрении под микроскопом оказывается, что породы эти, несмотря на различную окраску и внешний облик, удивительно однообразны. Обычно в шлифе можно наблюдать крупные обломанные и иногда резорбированные зерна кварца и тонко сдвойникованного олигоклаза, обломки кислых эффузивов различного состава и структуры, среди которых встречаются сферолитовые, микропойкилитовые и микрофельзитовые. Иногда в породе присутствуют мелкие растрепанные пластинки опацитизированного биотита. Все цементируется тонкой кварцевополевошпатовой массой. Породы обычно хорошо сохранились и не носят следов катаклаза.

Порфириты и мелафиры резко отличаются от кислых эффузивов своей более темной окраской, шероховатым и занозистым изломом, присутствием полевого шпата и цветного минерала в порфировых выделениях и наличием миндалекаменных структур.

Это обычно фиолетово-бурые, буровато-черные и зеленоватые порфировые и иногда миндалекаменные породы. Микроскопический анализ показывает, что им свойственна чаще всего пилотакситовая, реже гиалопилитовая или сериальная структуры основной массы. Среди большого количества разнообразных пород этой группы можно выделить а н д е з и т о в ы е и п и л о т а к с и т о в ы е п о р ф и р и т ы с крупными табличатыми выделениями зонарного, слегка кальцитизированного плагиоклаза в пилотакситовой основной массе, образованной спутанным войлоком тонких мелких лейсток плагиоклаза и коротких мельчайших столбиков хлоритизированного авгита. Выделяются л а б р а д о р о в ы е п о р ф и р и т ы зеленовато-черного цвета с крупными широкими таблицами слегка разрушенного лабрадора в офитовой и в некоторых участках пойкилофитовой основной массе, образованной крупными лейстами плагиоклаза и авгитом, заметно опацитизированным и затронутым хлоритизацией. Частые крупные миндалинки заполнены кальцитом и иногда — хлоритом. М е л а ф и р ы отличаются более темной бурой окраской и присутствием в порфировых выделениях кроме плагиоклаза еще и моноклинного пироксена авгитового ряда в округленных изометричных зернах. Последний часто почти нацело замещается хлоритом, сыпью магнетита и иногда пластинками гидрогематита. В породах заметно большое количество лейкоксена. Миндалинки часто встречаются и заполнены хлоритом и кальцитом. И эти основные представители эффузивов, так же как и кислые, представляют собою хорошо сохранившиеся, не затронутые процессами метаморфизма, нормально диагенетизированные породы.

Верхние горизонты описанной формации лишены эффузивов и представлены нормальными осадочными породами. Здесь наиболее широко представлены бурые и красные кварцево-известковистые и мергелистые песчаники, аналогичные встречавшимся ниже в составе конгломератового и эффузивного горизонтов. Не менее широко распространены зеленовато-серые мергели, известковистые песчаники и известково-глинистые сланцы, иногда тонко переслаивающиеся с такими же бурыми и красными песчаниками и сланцами. В этих горизонтах встречаются следы волноприбойных знаков, конгломеративные разности и другие следы отложения в условиях мелкого водного бассейна. В серо-зеленых мергелях некоторые горизонты, обогащенные известняком, обильно переполнены фауной. Кроме того, среди этих мергелей встречаются тонкие горизонты серых мергелистых известняков с обильной фауной брахиопод, мшанок и редко — одиночных кораллов. Встречаются горизонты ракушечника, целиком сложенные обломками раковин брахиопод.

По заключению П. С. Краснопеевой и Л. Н. Краевской, здесь распространены: *Atripa reticularis* Lin., *Productus* sp., *Anathyris phalaena* Ph., *Dalmanella* cf. *trioga* Hall., *Spirifer Archiati* Murch., *Spirifer Verneuili* Murch., *Productella* cf., *archirostrata* Hall., *Atrypa spinosa* Hall., *Pugnax acuminata* M., *Spirifer disiunctus* Sow., *Semicostinium rhobustum* var. *rhombiformis*, *Retzia* sp. и др., т. е. комплекс форм, характерный для низов франского яруса верхнего девона. В некоторых точках преобладающим развитием пользуется *Spirifer Verneuili* Murch., что дает основание относить соответствующие слои уже к верхним горизонтам франского яруса. Реже и вероятно в нижних горизонтах формации встречаются *Rhynchonella* sp., *Productella* sp., *Spirifer mesacostalis* Hall., *Spirifer martianoffi* Stuck., характерные для переходов от D_2^2 к D_3^1.

Горизонты красноцветной формации образуют полосу, окаймляющую и повторяющую очертания поверхности кембрийской глыбы. Эта денудационная граница усложняется в зоне тектонических разломов и здесь красноцветная формация на ряду с более древними образует длинные клинья, чешуи надвига. Всюду возле древних формаций и особенно близ крупных дизъюнктивов она весьма интенсивно дислоцирована; углы падения достигают 70—80°. По мере удаления на восток характер дислокаций резко изменяется, углы падения быстро выполаживаются и наблюдаются спокойные волнообразные брахисинклинали и антиклинали, сложенные здесь кварцевыми и кварцево-известковистыми песчаниками и мергелями верхов формации. Впрочем, верхних горизонтов формации мы не знаем, также как не знаем и полной мощности ее, потому что формация, видимо, в значительной степени пострадала от денудации. Формация занимает значительную площадь в восточной части нашего района, перекрывая перегружающиеся здесь толщи нижнего палеозоя и пере-

крываясь, в свою очередь, третичными и четвертичными отложениями Чуйской степи.

Возраст формации достаточно четко определяется наличием фауны в ее верхних горизонтах. По заключению П. С. Краснопеевой и Л. Н. Краевской, фауна эта характерна для франского яруса верхнего девона.

Толщу аналогичного состава и возраста наблюдал невдалеке к востоку от нашего района по рч. Бугузуну В. П. Нехорошев (1932) и в том же районе несколько позднее Н. Н. Смирнова (1932).

Следует отметить исключительное сходство описанной верхнедевонской формации с аналогичной по составу толщей, наблюдавшейся автором в 1931 г. в Коргонском хребте в западной части Горного Алтая. Разрез толщи по р. Коргону почти полностью совпадает с приведенным выше разрезом по р. Ак-кае. Там в низах толщи наблюдались конгломераты, достигающие местами 100 м мощности, выше они сменяются покровами кислых эффузивов красного и лилового цвета, известных под названием коргонских яшм и порфиров. Эффузивы сопровождаются туфами и переслаиваются с красными и пестрыми песчаниками. Выше, над эффузивами, лежат серые и черные мергели, известковистые песчаники и известняки с фауной, которую Л. Л. Халфин определил как переходную от среднего к верхнему девону (Кузнецов и Митропольский, 1931).

Красноцветная формация иногда прорывается дайками лабрадоровых порфиритов и кварцевых порфиров, являющихся, несомненно, дайковой фацией синхронных экструзий. Дайки таких же пород встречаются в большом количестве и среди древней кембрийской формации; они секут перидотиты и амфиболовые породы и т. д. Кроме типично выраженных лабрадоровых порфиритов, нередко встречаются более полно раскристаллизованные авгитовые габбро, связанные с лабрадоровыми порфиритами рядом промежуточных членов и представляющие собою, видимо, более крупные по размерам дайки и силлы. В одном случае, среди пород формации, наблюдался довольно крупный, достигающий 0.8—1.0 км в длину, залегающий согласно с вмещающими породами, силлообразный массив черно-серых среднезернистых норитов, сложенных слабозонарным короткотаблитчатым лабрадором и в меньшем количестве — ромбическим пироксеном. В интерстициях породы кристаллизуется свободный кварц, небольшая примесь биотита и турмалина. Нориты отличаются свежестью и отсутствием следов катаклаза. Не исключена возможность и более молодого, нежели девонский, возраста этих пород. Наконец, в долине р. Чуи, западнее нашего района, возле устья рч. Мокрый Тыдтугем среди пород описываемой формации имеется небольшой интрузивный массив адамеллитов. Это породы мясокрасного цвета, сложенные щелочным полевым шпатом, тонко сдвойникованным плагиоклазом, кварцем и очень небольшим количеством биотита.

Третичные отложения

К этой группе пород относятся, с одной стороны, участки древней, вероятно третичной, коры выветривания, а с другой — собственно третичные, точнее верхнетретичные озерные и континентальные отложения.

Древняя кора выветривания сохранилась участками в восточной пониженной части района. Она представлена различными образованиями, в зависимости от состава первичных пород. Кое-где на древних кембрийских известняках можно наблюдать красные и бурые глины, напоминающие известные terra rosa. Здесь же встречаются поля, покрытые мелким обильным элювием пестрых, но чаще всего желтых опок, или кремней, вероятно генетически связанных с процессами латеритного выветривания. В поле распространения девонских красноцветных песчаников и мергелей встречаются особенно эффектные и занимающие подчас значительные по площади участки пестрые глины красного, белого и других ярких цветов, развившиеся за счет выветривания подстилающего девона. Среди этих глин встречались значительно обогащенные марганцем черные рыхлые образования. Особенно эффектны породы такого типа в нижней части ущелья рч. Кизыл-чин и в сопках левого берега р. Чуи против Красной горки.

Третичные отложения представлены желтыми рыхлыми конгломератами, желтыми и бурыми плотными глинами и песками и реже ракушечниками. Последние сложены массой крупных раковин гастропод, оставшихся не определенными за отсутствием в Томске специалистов по кенозойским моллюскам. С толщей третичных глин связаны буроугольные месторождения Кош-агача. Подобное же месторождение, являющееся прямым продолжением кош-агачской угленосной свиты, имеется в непосредственной близости к Чаган-узуну на правом берегу р. Чуи. Кое-где третичные осадки в нашем районе перекрыты моренами древнего долинного (четвертичного) оледенения, которые предохранили от разрушения рыхлую третичную толщу. Например, в левом борту долины р. Кизыл-чин можно наблюдать следующую картину: головы крутопоставленных здесь верхнедевонских пестрых мергелей и песчаников превращены в пестрые яркие глины. На них трансгрессивно лежит горизонтальная свита третичных бурых и желтых конгломератов, глин и плотных песков. Последние, в свою очередь, перекрываются древней мореной Чаган-узунского ледника с крупными валунами, сцементированными тонким пепельносерым флювио-гляциальным материалом.

Четвертичные отложения; геоморфология

Четвертичные рыхлые толщи имеют широкое распространение в восточной пониженной части района на окраине Чуйской степи. Среди четвертичных отложений заслуживают описания моренные и флювио-гляциальные

отложения и речные террасы. Не считая древнего покровного оледенения, отчетливые следы которого проявились в моделировке плато западной части нашего района, мы имеем возможность наблюдать проявление двух последующих периодов оледенения долинного типа, разделенных между собою длительным межледниковым перерывом.

В южной части района, при выходе долины Чаган-узуна в Чуйскую степь, на абсолютной высоте в 2 000 м, обширные плоские пространства древней равнины, прикрытой третичными отложениями, завалены мощными моренами с неотсортированным валунным материалом, в составе которого преобладают гнейсы и граниты Чуйских альп. Это конечные морены Чаган-узунского и Елангашского ледников, достигавших в прошлом 60—70 км длины и спускающихся языками в Чуйскую степь. Здесь же имеется одновозрастная морена древнего Кизыл-чинского ледника с характерным составом валунов, сложенных исключительно известняками.

Примерно той же абсолютной высоте, постепенно уменьшающейся ближе к р. Чуе, отвечает плоская снивеллированная поверхность сопок, покрытая крупным галечником и тонким флювио-гляциальным материалом. Ниже этой террасы, принимаемой за верхнюю, расположена целая лестница скульптурных террас, иногда очень отчетливо выраженных и врезанных ступенями в коренные породы. Вернее, террасы эти смешанного типа, так как всюду на их поверхности сохраняется, в той или иной мере, аллювиальный материал. Количество террас достигает девяти.

Нижняя из этих террас, расположенная в 270—300 м ниже и отвечающая, примерно, абсолютной отметке в 1740 м, очень отчетливо выражена, являясь надпойменной террасой р. Чуи и Чаган-узуна при их слиянии. Эта терраса, в пределах района аккумулятивная, сложена пепельно-серым флювио-гляциальным материалом с мелким галечником. Она интересна тем, что является первой террасой р. Чуи в пределах Чуйской степи. По времени образования ей отвечают широкие и сейчас уже мертвые конусы выноса правых притоков р. Чуи, принимающие участие в строении этой террасы. Наконец, время образования ее совпадает или приближается к эпохе последнего оледенения, проявившегося в нашем районе. В долине р. Чуи на этой террасе нагромождены морены ледника, спускавшегося из трога рч. Куятанар. Таким образом, фиксируется позднейшее оледенение района, отделенное от предшествовавшего длительным перерывом.

Эта отличительная и характерная терраса, надпойменная близ Чаган-узуна, по мере движения вниз по течению р. Чуи сменяется ступенями нескольких еще более южных террас, благодаря чему река имеет ступенчатый продольный профиль. Можно думать, что эти последние террасы, которых имеется в пределах района четыре, а ниже по р. Чуе — значительно более, отвечают стадиям отступления последнего (Вюрмского?) ледника. В таком случае, вышеописанные более древние террасы будут отвечать Рисс-Вюрму.

Впрочем, расчленение четвертичных отложений на Алтае вообще, и в частности в пределах нашего района, требует дальнейших и специальных исследований, которым мы, естественно, не могли уделить должного внимания.

Тектоника и история формирования района

Древнейшими образованиями в нашем районе, как мы видели выше, являются известняки с водорослями кембрийского, а возможно отчасти и докембрийского возраста. В это время район, очевидно, представлял собою открытое море. Известняки прорываются и перекрываются мощной толщей древних зеленокаменных эффузивов, свидетельствующих об энергичной вулканической деятельности, завершившей древнейший период истории района. Завершением его явилась эпоха диастрофизма, в результате которого геосинклинальная толща древнейших известняков и эффузивов была интенсивно дислоцирована в складки, ориентированные в северо-западном направлении. Тем самым была заложена основа тектонической структуры, к которой приспосабливались все позднейшие геологические надстройки. Наличие древней эпохи диастрофизма, которую больше всего оснований параллелизовать с широко проявившей себя на территории Зап. Сибири салаирской эпохой складчатости, подтверждается тем, что в составе гальки базального конгломерата, следующей по возрасту силурийской формации, участвуют уже метаморфизованные породы древнейшего континента. С этой эпохой диастрофизма, вероятно, связана ультраосновная интрузия перидотитов, явно подчиненная структуре древнего континента и участвовавшая вместе с ним в последующих дислокациях.

За периодом тектогенеза, поднятия материка и денудации его последовало новое опускание и на глубоко денудированную поверхность древнего континента трансгрессировало силурийское море. В условиях открытого неглубокого моря, с частым и многократным колебанием береговой линии, но с общей тенденцией к погружению, т. е. вновь в геосинклинальных условиях, отложилась мощная толща слоистых кластических пород, представляющих в значительной мере продукты разрушения размываемого древнего материка. Судя по фациальности осадков, можно предполагать, что область размыва, дольше всего сохранившаяся в виде суши, была расположена где-то в юго-западной части района, или за его пределами, т. е. отвечала уже тогда наметившемуся, но несколько позже оформившемуся кембрийскому горсту. Затем последовала новая фаза тектогенеза, в течение которой слоистая толща силурийских кластических пород была дислоцирована в систему достаточно напряженных складок, отчетливо приспосабливающихся к очертаниям древнего материка. Геологический возраст этих дислокаций в нашем районе фиксируется недостаточно точно, укладываясь в пределах первых фаз каледонской эпохи тектогенеза. К этому же периоду истории района, вероятно, относятся интрузии

кварцевых диоритов и ондалитов, а затем появление даек габбро-диабазов, секущих курайскую формацию.

Горст кембрийских пород оформился как структурная единица, видимо, после силура в одну из фаз каледонского диастрофизма. В это время он был ограничен с юга и юго-востока тектоническим нарушением, вдоль которого наметилась окаймляющая горст узкая геосинклинальная область погружения. Последняя быстро была заполнена песчано-глинистыми осадками среднего девона. В дальнейшем полоса среднего девона — чаган-узунская формация, — являясь некомпетентной податливой областью, зажатой узкой лентой среди массивных глыб с севера и юга, живо реагировала на все тангенциальные нажимы, в результате чего оказалась интенсивно сплоенной и расланцованной. Простирания слоев и рассланцовки подчинены границам жесткой рамы, в которую оказалась втиснутой эта характерная формация.

Граница между средним и верхним девоном вновь ознаменовалась фазой тектогенеза. В это время кембрийский горст испытал новое поднятие, которое сопровождалось денудацией, в результате чего, в частности, с его поверхности, была смыта толща силура и, возможно, среднего девона. Затем началось новое опускание, сопровождавшееся бурной вулканической деятельностью и трансгрессией верхнедевонского моря. Район представлял собою прибрежную область мелкого моря с вулканическими островами, конусами действующих вулканов и с условиями, благоприятными для расцвета обильной фауны мшанок и брахиопод. Период вулканической деятельности, однако, был непродолжительным и уже в конце франского века экструзии прекратились, континентальная и прибрежная фации сменились устойчивой фацией мергелей и глинистых сланцев открытого моря, и можно думать, что море вновь покрыло обширные пространства внутри и за пределами нашего района. Дислокации верхнедевонской формации носят покровный характер, являясь отражением глыбовой складчатости подлежащих жестких свит. В зонах дизъюнктивных нарушений они достигают максимального напряжения, а по мере удаления от таковых быстро затухают. По возрасту они, вероятно, относятся уже к одной из фаз герцинской складчатости. С ними связаны мелкие интрузии адамеллитов и, возможно, норитов, секущие верхнедевонские толщи.

Если из геосинклинальных условий район вышел в последний раз в силуре, а частично — в среднем девоне, а для верхнего девона свойственна всюду эпиконтинентальная обстановка, то верхи палеозоя и весь мезозой ознаменовались, видимо, континентальным периодом и не оставили о себе геологических документов.

Наконец, наиболее поздними по возрасту явились юные дизъюнктивные нарушения, которые в конечном итоге послужили одним из основных факторов в моделировке современного рельефа района и к которым и генетически и пространственно приурочено ртутное оруденение района.

Новейшие дизъюнктивы в нашем районе веерообразно разветвляются и окаймляют древний кембрийский горст. Одна ветвь направляется на юго-запад, следуя вдоль долины р. Чаган-узун. Ее возраст недостаточно ясен и может быть герцинским; во всяком случае, она перекрывается третичными отложениями и ничем не выражена в рельефе. Произведенных в пределах района наблюдений оказалось недостаточно, чтобы выяснить характер дизъюнктива и преобладающее направление падения трещины сбрасывателя. Иной характер имеет нарушение, отграничивающее кембрийский горст с севера и северо-востока. Линия дизъюнктивного нарушения, следуя на северо-запад, примерно вдоль долины р. Чуи, быстро начинает разветвляться, образуя целый ряд параллельных линий. Последние образуют в плане довольно сложный рисунок, обусловленный, в значительной степени, прихотливым сочетанием различных углов падения дизъюнктивов с рельефом этой расчлененной части района. Если в восточной части района наблюдались довольно крутопадающие на северо-восток трещины, то по направлению на северо-запад они заметно выполаживаются и достигают 30—40°. Здесь наблюдались пологие, почти послойные, перемещения, в результате которых, в одном случае, базальный конгломерат D_{2-3} оказался перекрытым кембрийскими зеленокаменными породами. В другом случае, отмечены интерформационные перемещения девонских, трансгрессивно-лежащих пород, по поверхности древнего континента. Дальше на северо-запад пучок дизъюнктивов снова сливается в одну — две основных линии, совпадающие с долиной р. Чуи. Очевидно, в данном случае, имеет место сложное дизъюнктивное нарушение типа чешуйчатого глыбового надвига или надвига скалывания, приуроченное к старому тектоническому шву и захватившее краевую часть горста. Нарушение явилось следствием тангенциального напряжения, причем движение масс было ориентировано с северо-востока на юго-запад. В фронтальной части надвига приподнялись и обнажились на современную поверхность денудации глубоко лежащие части древнейшей формации вместе с гипербазитами. В результате перенапряжения имели место и обратные движения опускания по сбросовым трещинам и, в частности, по таким трещинам, совпадающим с долиной р. Чуи произошло опускание правобережья Чуи с развитой здесь курайской формацией.

Эта сетчатая система дизъюнктивных нарушений, в результате гидротермальной деятельности циркулирующих по ней растворов, оказалась в той или иной степени минерализованной и представляет собою в общем громадный штокверк, или систему сетчатых жил с неравномерным и, в общем масштабе, бедным ртутным оруденением.

Интересный и имеющий большое практическое значение вопрос о возрасте этих дизъюнктивов и связанного с ним оруденения нельзя еще считать достаточно ясным. В нашем районе, в этих нарушениях принимают

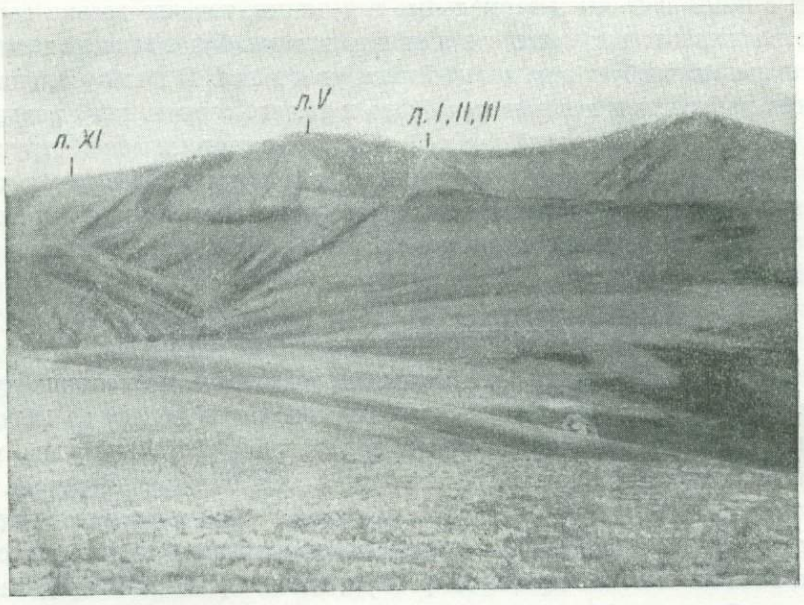
участие верхний девон и секущие его герцинские интрузии, таким образом, возраст дизъюнктива определяется как послегерцинский. Отношения третичных отложений к дизъюнктиву в нашем районе не удалось наблюдать, но из работ В. П. Нехорошева (1927) известно, что как раз на восток и на простирании этих дизъюнктивов наблюдались дислокации третичных буроугольных отложений, что дало ему основание говорить о наличии на Алтае альпийских дислокаций. Проявления альпийских дислокаций и на Алтае и в соседней Зап. Монголии совершенно несомненны, причем во многих местах с ними связаны и термальные источники, так что весьма вероятно, что возраст наших дизъюнктивов и минерализации будет также альпийским, но этот вопрос требует еще дальнейшего уточнения. В пользу альпийского возраста нарушения говорит как будто и то, что современный рельеф этой части района в значительной мере обусловлен ее тектонической структурой, хотя, конечно, не исключена возможность подвижек и более юных, нежели оруденение. С другой стороны, есть основания считать разломы и их минерализацию дотретичными и связывать наше оруденение с киммерийской эпохой диастрофизма.

МОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Минерализация в различной степени проявилась в нескольких пунктах в Чаган-узунском районе, образуя в общем длинную полосу до 12 км протяжением. Полоса эта начинается в пониженной восточной части района в мелкосопочнике долины р. Чаган-узуна, затем направляется на запад и поднимается на вершину хребта на высоту до 1200 м над восточным концом полосы. Наконец, отсюда полоса прослеживается дальше на северо-восток вниз по склонам хребта до р. Чуи, где и теряется. В пределах этой полосы работами 1934 г. установлены три участка с явными признаками ртутного оруденения, но два из них, по данным предварительной разведки, оказались явно непромышленными по убогому содержанию киновари и собственно Чаган-узунским м-нием является лишь так называемое Главное рудное поле, т. е. рудный участок, расположенный на вершине хребта с абсолютной высотой в 3050 м.

По южному склону хребта, примерно совпадая с его осью, в пределах Главного рудного участка проходит в западно-северо-западном направлении одна из наиболее резко выраженных линий разлома, участвующих в строении сложного чешуйчатого чаган-узунского надвига (фиг. 5). Глубокие поперечные логи и древние цирки в южном склоне хребта, глубоко вскрывающие рудную зону, позволили установить, что основная трещина нарушения, с которой связано ртутное оруденение, имеет довольно крутое падение на север с углом порядка 50—60°. Это подтвердили и проведенные в последнее время подземные разведочные выработки. Надвинутое крыло нарушения сложено древними эффузивами (диабазами), метаморфическими

сланцами и мраморами кембрия, на которых с угловым несогласием трансгрессивно лежат силурийские конгломераты, слоистые известняки и песчаники. По самой трещине разлома в висячем боку затерты сильно рассланцованные змеевики, образующие удивительно выдержанную в пределах рудного участка узкую полосу. Надо думать, что змеевики отвечают той основной линии перемещения, по которой впоследствии циркулировали рудные растворы. Во всяком случае в пределах участка змеевики являются своего рода маркирующим горизонтом, контролирующим распространение



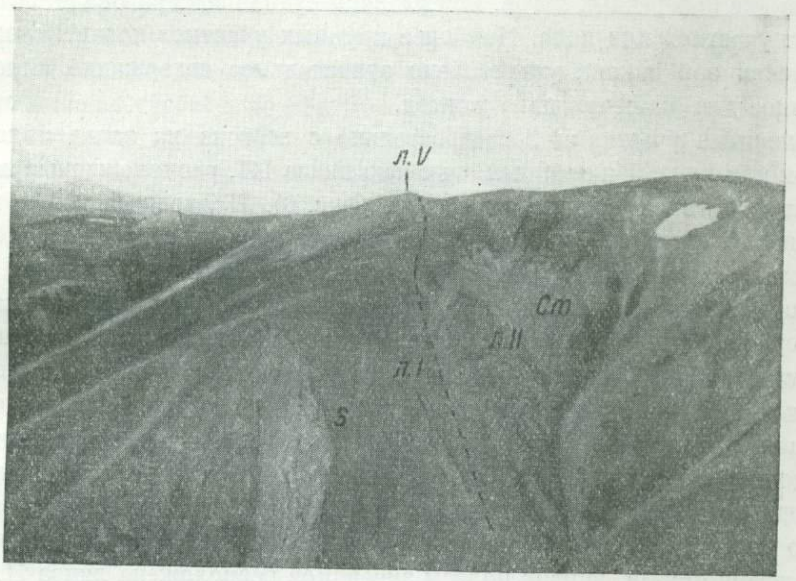
Фиг. 5. Общий вид на Главное рудное поле Чаган-узунского месторождения с юга. Видны поперечные лога, рассекающие рудную зону, помечены рудные линзы XI, V и др. (Фото В. Кузнецова).

оруденения. Среди змеевиков имеется несколько секущих последние коротких и мелких даек метаморфизованных диоритов.

Лежачее крыло нарушения сложено поставленными на голову серыми граувакками, песчаниками и переслаивающимися с ними известняками силура, аналогичными тем, которые трансгрессивно перекрывают надвинутый кембрий. В западной части участка в соприкосновение с рудной трещиной входит полоса красноцветных песчаников и сланцев верхнего девона. Лежачее крыло на некотором расстоянии от линии соприкосновения с надвинутым крылом испытало раздробление с развитием ряда ветвящихся параллельных трещин, разрывом, относительным перемещением слоев и т. д.

Наиболее интенсивно минерализованной является полоса тектонитов, непосредственно соприкасающихся с змеевиками. Детальная разведка поз-

волила установить, что вся эта главная рудная зона в той или иной степени минерализована и может быть вся в целом рассматриваема как рудное тело. Степень оруденения вдоль этой зоны в известной мере зависит от структуры и состава пород в каждом данном случае, а так как вдоль тектонической трещины наблюдается вполне естественное разнообразие вмещающих пород, то на протяжении прослеженной в пределах рудного участка оруденелой полосы отчетливо выделяются наиболее обогащенные киноварью блоки, участки или рудные линзы. Такими рудными блоками или линзами, особенно



Фиг. 6. Вид на Гл. рудное поле с востока. Пунктиром показана основная трещина, контролирующая оруденение. Справа от нее змеевики и кембрийские порфириты; слева песчаники и известняки силура. Заметны рудные тела I, II и V. (Фото В. Кузнецова).

обогащенными киноварью, явились преимущественно известняки. Роль известняков как коллекторов киновари обращает на себя особое внимание. Известняки в зоне тектонических брекчий образуют серию вытянутых одной полосой разорванных пластов, или «рудных линз», как они были названы В. А. Кузнецовым в первой стадии изучения месторождения (1934). В плане эти рудные участки или линзы образуют четочную систему тел, соединенных пережимами.

Помимо главной рудной трещины и зоны зафиксировано до десяти побочных ветвящихся трещин второго порядка, по которым кое-где, особенно там, где трещина примыкает к пласту известняка среди песчаников, заметно ртутное оруденение. Затем в двух случаях внутри полосы рассланцованных

змеевиков наблюдались крупные линзообразные массы известняков, несомненно попавших туда тектоническим путем и местами в значительной степени оруденелых.

Рудные тела по большей части образуют на поверхности положительные формы рельефа, выступая в виде коренных обнажений. Промежутки между ними вскрыты густой сетью параллельных разведочных канав. Общая длина прослеженной рудной полосы достигает 1700 м, из которых около 270 м приходятся на пережимы или участки, перекрытые мощными наносами на дне поперечных логов. Вся главная рудная зона разбивается на ряд рудных участков или линз. Наиболее крупных участков насчитывается до 15, причем в 9 из них установлено значительное содержание киновари, различное для каждого из участков.

Основными участками последовательно с востока на запад являются: участок или линза I и соединенная с нею линза III, расположенные на крутом склоне древнего ледникового цирка (фиг. 6). Проходка штольни и рассечек из нее показали, что в строении рудного тела участвуют здесь блоки зажатых в тектонической трещине доломитизированных известняков, линзы рассланцованного змеевика и песчаники лежачего бока нарушения. Степень оруденения очень непостоянна и достигает наибольшей интенсивности в массах брекчированного известняка, приведенного в соприкосновение с маркирующими рудную зону змеевиками. В песчаниках оруденение весьма незначительно. Детали строения рудной зоны еще не совсем ясны за недостатком наблюдений. Послерудная тектоника отчетливо выражена; отмечены смещения и разрывы рудных тел. Оруденение в общем сравнительно слабое.

К северу отсюда, внутри полосы змеевиков расположена линза II, представляющая собою плоское, полого лежащее тело известняков, зажатое в тектонической зоне. Заметное оруденение отмечалось только в выклинивающемся узком западном конце линзы. Остальная масса известняков безрудна.

Следующим к западу является участок линзы IV и V, а затем сливающихся с нею линз VI и X. Южнее линзы V расположено несколько параллельных рудных трещин с мелкими рудными линзами VII, VIII, IX, XV. Наиболее интересным, интенсивно оруденелым участком является восточный конец линзы V. В центре этого участка пройден шурф № 1 глубиной в 20 м. В пределах этого участка наблюдается наиболее интенсивное оруденение типа густых сетчатых жил, секущих в виде штокверка тело брекчированных известняков. Проходка шурфа показала, что строение рудной зоны сложнее, чем это можно было ожидать по наблюдениям на поверхности. Шурф, заданный по руде, на 12-м метре вышел из известняков, которые, очевидно, отклонились к северу, и врезался в безрудные плотные зеленокаменные эффузивы, в которых и остановлен. Появление эффузивов, по всем признакам являющихся составным членом кембрийской эффузивной

толщи надвинутого крыла, под рудными известняками лежачего крыла нарушения обусловлено, видимо, наличием дизъюнктивов и послерудных перемещений. Этот вопрос нуждается в дополнительных исследованиях.

Опуская описание прочих, менее интересных в практическом отношении и слабее освещенных разведочными выработками, рудных участков, отметим, что вторым, не менее интересным нежели участок IV — V, является рудный участок линзы II, расположенный к западу за так называемым «первым логом», примерно в центральной части месторождения. Данные детальной поверхностной разведки 1935 г. показывают, что этот участок обладает рудами высокого качества при значительных размерах. Отдельные пробы дали здесь очень высокое содержание ртути. Среднее взвешенное содержание по участку, по подсчету А. Н. Вуколова, достигает промышленного значения. Рудой здесь является брекчированный и обохренный на поверхности выветривания в результате окисления пирита, известняк лежачего бока зоны нарушения. В общем, для всех рудных участков свойственны одни и те же черты морфологии и состава рудных тел.

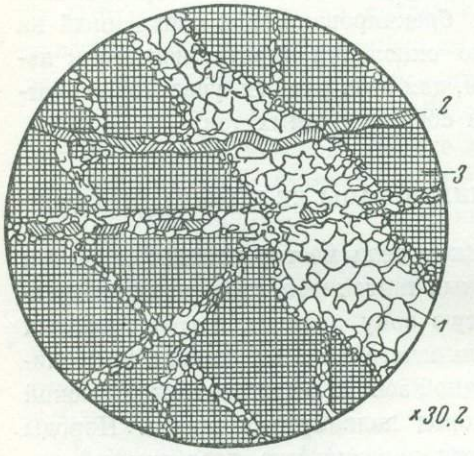
СОСТАВ РУДНОЙ ЗОНЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ФАЗЫ ЕЕ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Как это уже отмечалось выше, рудные тела месторождения являются оруденелыми участками минерализованных тектонитов, состоящих из брекчии трения, выполняющей тектоническую зону надвига, и трещиноватых милонитизированных пород висячего и лежачего бока нарушения. Тектоническая зона является в то же время и рудной зоной. В составе тектонической брекчии явно преобладают обломки пород надвинутого крыла. Породы испытали весьма значительные изменения в результате последующей гидротермальной деятельности рудных растворов, так что зачастую их первоначальный состав устанавливается лишь при тщательном микроскопическом исследовании. Среди обломков развиты карбонатизированные серпентиниты, порфириты и брекчированные доломитизированные известняки, всегда содержащие втертые обломки более крепких неизмененных кембрийских порфиритов и серпентинитов. Ближе к лежачему боку появляются трещиноватые известковистые песчаники. Материалом, цементирующим обломки рудной брекчии, являются кварц, аморфный кремнезем и, главным образом, карбонаты, среди которых преобладает доломит и кальцит и реже встречается сидерит. Карбонаты несут с собой киноварь.

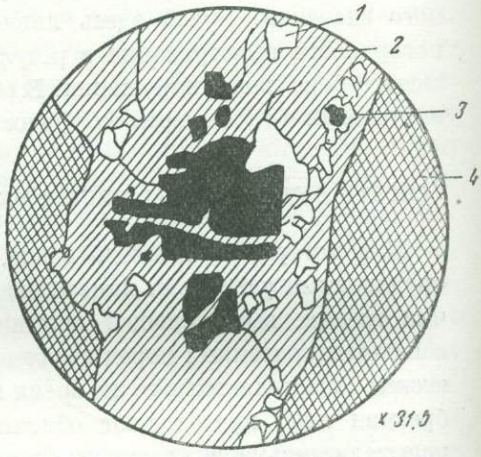
Микроскопическое исследование руд в прозрачных шлифах, произведенное А. С. Митропольским, позволяет таким образом охарактеризовать петрографический состав компонентов, слагающих рудные тела месторождения.

Серпентиниты, или змеевики, в тектонической зоне интенсивно рассланцованы, оталькованы и карбонатизированы. Нормально — это зеленые, а здесь серые или, при содержании киновари, розовато-серые сланцеватые

породы с шелковистым блеском на плоскостях сланцеватости. В шлифе эти породы разбиты тонкими жилками доломита, в контакте с которым происходит полное замещение серпентина карбонатом. В интерстициях между жилками карбоната сохраняется обычный серпентинит, состоящий из чешуйчатого антигорита с большим количеством скоплений хромита. Вдоль параллельных трещин рассланцовки часто происходит замещение антигорита тальком, а также наблюдается окрашивание антигорита солями хрома в зеленый цвет. Иногда серпентиниты содержат очень тонкую неравномерную вкрапленность киновари (диаметр зерен 0.006—0.08 мм), приуроченную, главным образом, к скоплениям хромита. Эта вкрапленность киновари резко различается макроскопически, но придает окраске породы



Фиг. 7. Зарисовка шлифа.



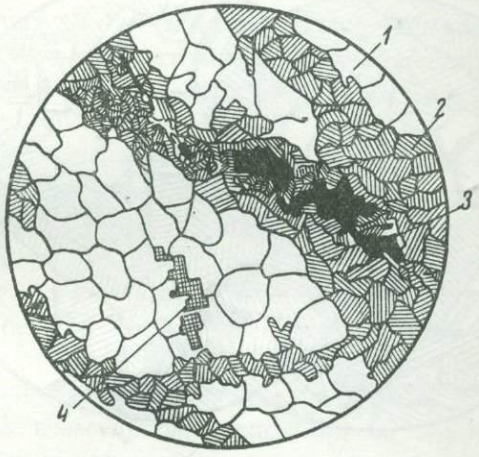
Фиг. 8. Зарисовка шлифа.

характерный розоватый оттенок, в особенности сильный вдоль плоскости рассланцовки, где в результате подвижек эта тонкая вкрапленность истерта до еще более тонких частиц.

При более интенсивном изменении серпентиниты приобретают пятнистую желтовато-бурую окраску. В шлифе обнаруживается, что антигорит полностью замещен карбонатами, хлоритом и тальком. Эти вторичные минералы по трещинкам интенсивно пропитаны бурожелтыми гидроокислами железа, местами образующими неправильные хлопьевидные скопления. По трещинкам образовались обильные жилки кварца и более молодые кварцево-доломитовые и доломитовые (фиг. 7). В других случаях наблюдаются альбито-кварцево-доломитовые жилки с обильной кристаллической киноварью (фиг. 8).

Порфириты, входящие в состав брекчии, представляют собою серые и зеленовато-серые плотные афанитовые породы, состоящие

из отдельных развальцованных обломков, сцементированных более раздробленным материалом тех же порфиритов. В шлифе обнаруживается, что порфириты настолько интенсивно карбонатизированы, хлоритизированы и пропитаны гидроокислами железа, что реликты первоначальной типичной микродолеритовой структуры основной массы и остатки порфировых выделений плагиоклаза сохраняются лишь в более крупных, менее раздробленных обломках. Порфириты сцементированы и пронизаны обильными жилками карбонатов и более древними жилками кварца, содержащего пирит. Кварц обычно совершенно раздроблен и часто в виде обломков включен в более поздние жилки карбонатов (фиг. 9). Последние



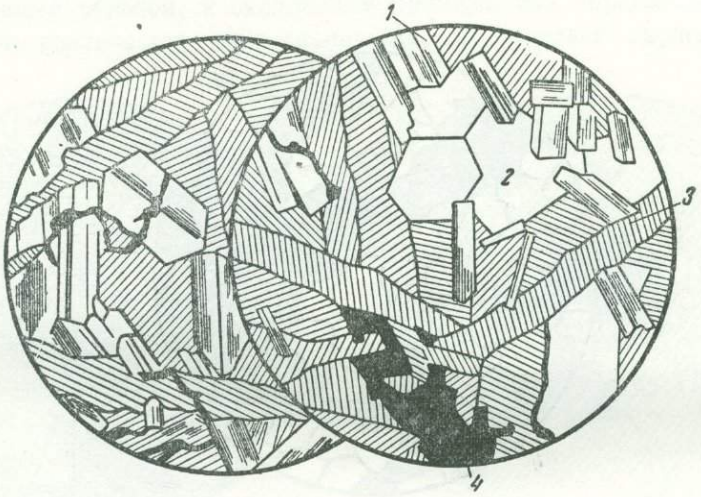
Фиг. 9. Зарисовка шлифа.

представлены, главным образом, доломитом, реже кальцитом. В контакте с кварцевыми жилками порфириты обильно пиритизированы. Киноварь в порфиритах встречается лишь в карбонатовых жилках, совершенно не образуя вкрапленности в самом порфирите.

Известняки, обычно сильно доломитизированные и брекчированные, часто окварцованные и пиритизированные, являются главнейшим компонентом рудных тел. Благодаря своей хрупкости они подверглись раздроблению и истиранию, вследствие чего, видимо, явились источником для жильных карбонатов, цементирующих рудную зону. Доломитизация известняков обусловлена соседством богатых магнием серпентинитов. Раздробленные известняки явились особо благоприятным и активным коллектором киновари.

Известняки являются обычно серыми и светлосерыми плотными породами, не вскипающими с соляной кислотой, и обычно содержат тонкую

вкрапленность, примазки и мелкие жилки киновари. Нередко известняки окварцованы и импрегнированы пиритом, в зоне окисления перешедшим в лимонит и окрашивающим породу в яркий бурый цвет. В шлифе известняки сложены слабо раскристаллизованным доломитизированным известняком брекчиевой структуры (слабо вскипает с соляной кислотой). Параллельно рассланцовке, идущей в различных направлениях, наблюдаются линзочки и жилки раздробленного кварца, несущего с собою пирит, который образует в известняке равномерную тонкую вкрапленность. В рассланцованных и раздробленных участках доломитизированный известняк перекристалли-



Фиг. 10. Зарисовка шлифа.

зовывается в крупнокристаллический гранобластический аггрегат. К этим участкам приурочена тонкая вкрапленность киновари (диаметр зерен 0.005—0.01 мм). Последняя часто обрастает с периферии раздробленные кубики пирита (фиг. 10).

Песчаники лежачего бока нарушения входят в состав курайской формации силура. Обычно здесь это светлосерые или буро-серые равномерно и тонкозернистые породы, часто содержащие тонкую вкрапленность и мелкие жилки киновари; в шлифе они обладают нормальной псаммитовой структурой и сложены угловатыми зернами волнистогаснущего кварца, лучше окатанными песчинками полевых шпатов — кислого серицитизированного плагиоклаза и каолинизированного микроклинпертита; в меньшем количестве присутствуют зерна карбоната, глинистый продукт и радиальнолучистый хлорит. Цемент известковистый, доломитизированный. Обильна тонкая вкрапленность пирита, при окислении придающего породе бурую окраску. Обычна не менее обильная вкрапленность идиоморфной киновари

(диаметр зерен 0.004—0.06 мм). Киноварь приурочена к карбонатам, хотя и не имеет видимой связи с карбонатными жилками.

В некоторых участках рудной зоны, в доломитизированных известняках и серпентинитах часто наблюдается, в виде налетов на плоскостях сланцеватости, яркозеленый чешуйчатый минерал, принимавшийся за натеки углекислых солей меди. Исследование этого минерала в шлифе показало, что он представляет собой хромовую слюдку — фуксит.

Единственным практически рудным минералом месторождения является киноварь. Кроме киновари, как видно из описания руд, довольно широко распространен пирит, связанный с кварцем ранних фаз минерализации. Минераграфическое исследование руд в отраженном свете показало, что в очень ничтожном количестве в киновари содержатся эмульсионные включения пирротина. В одном случае в руде наблюдался халькопирит и в ничтожном количестве антимонит. В поверхностных частях восточного конца линзы I в 1934 г. наблюдалось небольшое количество самородной ртути (фиг. 11).

Киноварь, кроме тонкой вкрапленности, наблюдавшейся под микроскопом в том или ином количестве во всех без исключения образцах из рудной зоны, образует и более богатые скопления. Иногда она совместно с карбонатами образует густую сеть жилок типа штокверка, в других случаях киноварь цементирует обломки карбонатов и вмещающих пород, образуя своеобразные рудные брекчии. Жилки чистой киновари и вообще все ее богатые скопления придают жильным карбонатам яркокрасную окраску (фиг. 12). Руды всегда имеют брекчиевое сложение и состоят из отдельных обломков доломитизированных известняков, серпентинитов, порфирита и жильных доломита и кварца, сцементированных белым или желтоватым карбонатами, содержащими обильную мелкокристаллическую киноварь, часто образующую и самостоятельные тонкие прожилки. Наблюдаются типичные кокардовые структуры. Изредка среди серпентинитов встречаются штокверкообразные скопления зеленовато-белых кварцево-альбито-карбонатных жилок с кристаллической киноварью.

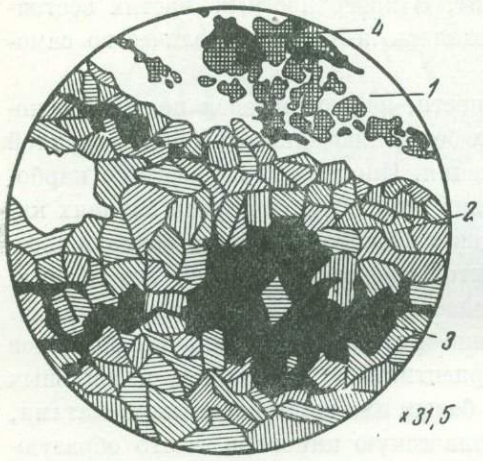
Изучение руд в шлифах показывает, что минерализация происходила по крайней мере в три фазы, причем каждой новой фазе предшествовало интенсивное раздробление.

К первой фазе минерализации следует отнести появление жил и тонких прожилков серого кварца, содержащего пирит, а также общую пиритизацию пород зоны.

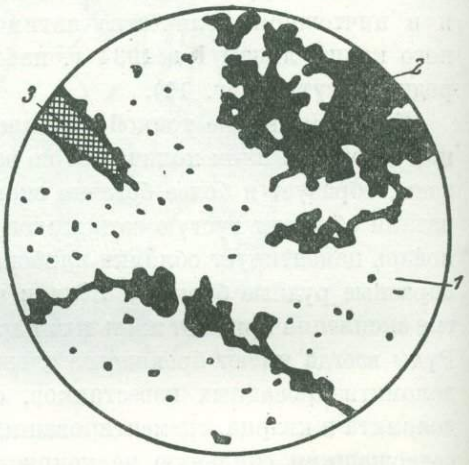
Затем после интенсивного раздробления, превратившего кварцевые пиритсодержащие жилы в брекчию (см. фиг. 7 и 9), происходит появление обильных карбонатов, состава близкого к доломитам (может быть и более сложного состава типа брейнерита). Эти карбонаты следуют по тем же путям, как и растворы первой фазы минерализации, и, цементируя раздро-

бленные жилки кварца и проникая в обломки вмещающих пород, вызывают в них метасоматическое изменение, выражающееся, главным образом, в доломитизации.

Вслед за образованием карбонатных жилок породы снова подвергаются катаклазу, правда, значительно более слабому, чем первый; вновь появляются растворы карбонатов, несущие на этот раз с собою киноварь. Последняя образует резко ксеноморфные зерна, жилки и вкрапленность, приуроченные преимущественно к трещинкам и милонитизированным участкам в карбонатовых жилках первой генерации. Особенно охотно киноварь выделяется вокруг плотных брекчиевых включений вмещающих пород, зерен пирита и вдоль плоскостей спайности карбонатов (см. фиг. 10, 11, 12).



Фиг. 11. Зарисовка шлифа.



Фиг. 12. Зарисовка шлифа.

Такую же последовательность минерализации дает рассмотрение шлифа из кварцево-альбитово-карбонатовой жилки (фиг. 8). Здесь первым выделяется альбит, имеющий резко идиоморфные ограничения; близко вслед за ним выделялся ксеноморфный по отношению к нему кварц; затем после раздробления появляется шестоватый доломит — магнезитового состава карбонат, слагающий главную массу жилки. И, наконец, после некоторого слабого катаклаза происходит отложение ксеноморфной кристаллической киновари, приурочивающейся к трещинам раздробления и спайности.

Киноварь, таким образом, появляется последней; но уже и после отложения киновари в рудной зоне происходили неоднократные дизъюнктивные подвижки, вызвавшие, в частности, размазывание киновари вдоль плоскостей отдельности, а минерализация выразилась в появлении тонких секущих руды жилок кальцита.

ГЕНЕЗИС МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Совершенно очевидно, что Чаган-узунское м-ние, подобно большинству однотипных ртутных месторождений и в том числе соседнему Ак-ташскому, является телемагматическим и не связано с какими-нибудь выходящими на современную поверхность денудации изверженными породами. Оно явным образом приурочено исключительно к зоне разлома юного, вероятно альпийского, возраста и генетически связано с системой параллельных трещин СЗ простирания. Оруденение наблюдается по многим из этих параллельных трещин, но наиболее интенсивно оно проявилось по одной из них, отвечающей, вероятно, самому глубокому разлому. Наиболее интенсивная концентрация киновари именно по этой трещине, вероятно в значительной степени, если не главным образом, обусловлена составом и структурой вмещающих пород. Дело в том, что в висячем боку трещины здесь затерты пластичные змеевики, несомненно послужившие непроницаемым для восходящих гидротермальных растворов барьером. С другой стороны, наличие в лежачем боку трещиноватых брекчированных пород, и особенно известняков, явилось благоприятным моментом для рудоотложения.

Месторождение является эпитермальным, за что убедительно говорит состав жильных минералов, среди которых преобладают низкотемпературные карбонаты.

И рассматриваемое Чаган-узунское и, как это будет показано ниже, Ак-ташское м-ния ртути, обнаруживают значительное сходство в геологической структуре с некоторыми ртутными месторождениями Невады и Калифорнии в Сев. Америке. Последние, как известно, генетически связаны с крупными зонами разломов и в некоторых случаях сопровождаются выходами термальных источников, которые и сейчас приносят некоторое количество ртути (Линдгрен). Надо думать, что и здесь по зоне разлома, ограничивающей с северо-востока Боратальский горст, циркулировали в свое время источники, приносившие ртуть, которая, как это доказано опытами Беккера, может быть растворена в воде, содержащей сероводород и углекислый натрий.

IV. АК-ТАШСКОЕ РТУТНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Ак-ташское м-ние расположено в расстоянии около 80 км по тракту и около 50 км по прямой линии к северо-западу от Чаган-узунского м-ния. Также как и последнее, оно находится в пределах Кош-агачского аймака (района) Ойротской автономной области. Ближайший к месторождению населенный пункт — небольшой поселок Чибит, где имеются телеграф, базы Потребсоюза, Стройшосдора, сельсовет и т. д., — расположен в долине р. Чуи на чуйском автомобильном тракте в расстоянии

440 км от г. Бийска — конечной станции железной дороги. Месторождение находится в 17—18 км к северо-востоку от пос. Чибит почти на вершинах южных склонов Курайского хребта в истоках рч. Ак-таш, притока р. Ярлуайры, принадлежащей к системе р. Чибита. Абсолютная высота месторождения достигает 2 400 м. Вершина Курайского хребта в этом районе возвышается еще на 500—600 м над месторождением (фиг. 13).



Фиг. 13. Общий вид из с. Чибит (на переднем плане) на р-н Ак-ташского м-ния. (Фото М. Захарова).

ОРО- И ГИДРОГРАФИЯ

Курайский хребет, один из мощных хребтов юго-восточной части Горного Алтая, является водоразделом между системой рр. Чуи и Башкауса, т. е. в конечном счете между Катунью и Бией. Ось хребта ориентирована в северо-западном направлении. Хребет прослеживается на 120—150 км от района Ак-ташского м-ния на восток-юго-восток почти до монгольской границы, где сливается с меридиональным хребтом Чихачева или Сайлюгемом. Вершины хребта достигают высоты в 3000—3300 м и местами имеют форму живописных остроконечных пиков, резко расчлененных глубокими нишами ледниковых цирков и трогов. Повсеместны следы древнего оледенения. Современных ледников Курайский хребет не имеет, и лишь кое-где сохраняет в течение всего лета, короткого в этой стране, поля нетающего вечного снега. Следующий к югу мощный хребет Биш-иирду, или Сев. Чуйские Альпы, замыкающий с юга Курайскую степь, обладает типичными

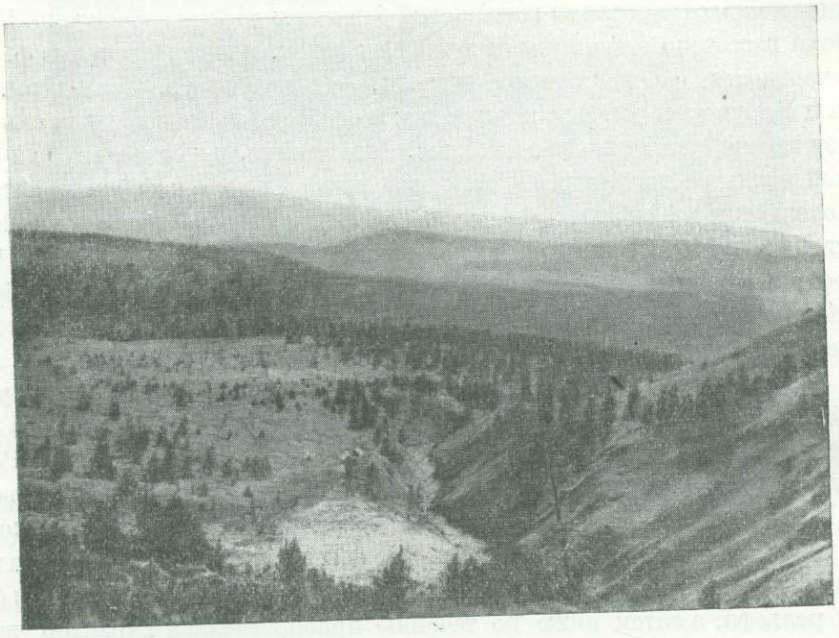
альпийскими формами рельефа. С его склонов спускаются многочисленные ледники. Вершины достигают 4000 м абсолютной высоты.

Ак-ташское м-ние расположено в западной оконечности Курайского хребта, там, где он кончается эффектной группой альпийских пиков, сменяясь дальше на северо-запад депрессией оз. Сарулу-куль. Южный склон хребта в окрестностях месторождения, в верхней части является крутым скалистым и покрытым осыпями, несколько ниже он сменяется пологонаклоненной к югу плоской поверхностью древнего моренного плато. Последнее покрыто зарослями карликовой березки и кое-где заболочено. Плато глубоко рассечено поперечными долинами речек, правых притоков р. Чуи и, в частности, в районе месторождения, — долинами рр. Ярлу-айры, Ак-таша и Корумду-айры. В долинах речек и особенно по их северным склонам растет преимущественно хвойный лес. Естественно, наиболее глубоко врезанной является долина р. Чуи и сухая широкая долина Мёна, в которой расположен пос. Чибит и по которой на данном отрезке проходит чуйский тракт. Долина Мёна, как известно, является покинутой древней долиной Чуи. Относительные превышения в пределах описанного района достигают 1500 м.

Месторождение расположено в истоках рч. Ак-таша, небольшого по размерам обычно пересыхающего во второй половине лета правого притока р. Ярлу-айры. Ак-таш имеет весьма незначительный водосборный бассейн, питается снежниками и, в зависимости от количества осадков в течение лета, то пересыхает, то снова струится небольшим потоком. Речка Ярлу-айры обладает уже значительно бóльшими размерами и дебитом воды. В ее верховьях имеется несколько каровых озер. Общая длина реки достигает 12 км, на протяжении которых она падает на 1000 м. Характерен продольный профиль ее долины, обладающей в верхнем течении мягкими формами рельефа, а затем ниже по течению приобретающей характер узкого и глубоко врезанного горного ущелья. Теми же, примерно, чертами обладает и рч. Корумду-айры. Главной рекой в окрестностях Ак-ташского м-ния (если не считать Чую) является р. Чибит. Вытекая из подпруженного долинного оз. Чубек-куль с зеркалом около 1.5 км², р. Чибит узким ущельем врезается в древнюю троговую долину и на протяжении 6 км круто падающими каскадами падает на 370 м, сливаясь в юго-западном углу нашего района с р. Ярлу-айры, после чего выходит на широкую долину Мёна.

Климатические условия на месторождении достаточно суровы. Мы имели возможность наблюдать их в самое лучшее время года (июль, август, сентябрь), причем в июле и первой половине августа редкий день обходился без тумана, дождя, града или снега. Во второй половине августа и в сентябре до основного зимнего снегопада, который начинается в октябре, установилась ясная и сухая погода с изредка налетающими кратковременными снежными буранами. К этому времени только что растаяли небольшие снеж-

ники, лежащие выше месторождения, и снова почувствовалось приближение зимы — покраснела и осыпалась полярная березка, пожелтела и засохла трава альпийских лугов. Здесь преобладают юго-западные ветры, от которых месторождение ничем не прикрыто, и свежий холодный ветер заставляет забывать о летней жаре даже в солнечные летние дни. Резкая смена температур днем и ночью, смена замерзания и оттаивания, вызывают интенсивное разрушение коренных пород в щебенку, которая почти всюду по-



Фиг. 14. Лагерь поисковой партии 1935 г. на берегу Ак-таша у границы леса. Вид с севера. (Фото А. Саукова).

крывает склоны. Осыпи щебенки в большинстве случаев схвачены вечной мерзлотой и иногда достигают мощности более 5 м.

Месторождение расположено за пределами лесной зоны. Граница леса отстоит от него в 1.5 км к югу и на 200 м гипсометрически ниже по склону. На границе лес представлен кедром, затем лиственницей. Ниже, по склонам долины р. Ярлу-айры, лес растет в изобилии, хотя хорошего, строевого леса, по нашим наблюдениям, сравнительно мало (фиг. 14).

ЭКОНОМИКА РАЙОНА МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Юго-восточный Алтай является удаленным от крупных промышленных центров Союза пограничным районом. Это—высокогорная и еще не освоенная обширная и слабо населенная область. Климат страны суров. Долина р. Чуи

с шоссированным автомобильным трактом, пересекающим Горный Алтай от Бийска до границы с Монгольской народной республикой, является наиболее обжитым, населенным и доступным районом Юго-восточного Алтая.

Ак-ташское м-ние расположено в сравнительно благоприятных экономических условиях невдалеке от Чуйского тракта в сравнительно доступном и освоенном районе Юго-восточного Алтая.

Ближайший к месторождению населенный пункт — пос. Чибит в долине р. Чуи на абсолютной высоте около 1200 м выгодно отличается от прочих поселков района тем, что в его окрестностях климат позволяет заниматься не только скотоводством, но и огородным и даже зерновым хозяйством. Здесь можно создать свою продовольственную базу, чего нельзя сделать в Чаган-узуне, да и повсеместно по Кош-агачскому району, который всегда снабжался привозным хлебом и овощами.

Месторождение находится на абсолютной высоте около 2400 м, т. е. на относительной высоте над пос. Чибит около 1200 м (фиг. 15, 16).

Уже упоминалось, что в окрестностях месторождения по склонам долины р. Ярлу-айры довольно много леса. Правда, необходима будет его доставка к руднику на расстоянии до 3 км, с подъемом по склону на 300—400 м, но подъем здесь по сравнительно пологому склону значительно легче нежели, скажем, на Чаган-узунском м-нии. Питьевой водой небольшая колония разведочной партии снабжалась из рч. Ак-таш. Крупным источником водоснабжения может служить оз. Чубек-куль (фиг. 17).

Вопрос о топливе едва ли будет разрешен, если ориентироваться только на древесное местное топливо. Третичных отложений с их буроугольными месторождениями, как в районе Чаган-узуна, здесь нет. Тем больший интерес вызывает установленная нами угленосность продуктивных отложений эпиконтинентального пермокарбона, и хотя пластов угля рабочей мощности мы не знаем и больших надежд на их открытие, по имеющимся данным, возлагать нельзя, но заострить внимание на проблеме местного топлива и организации специальных поисковых на уголь работ в пределах распространения пермокарбоновых отложений района совершенно необходимо.

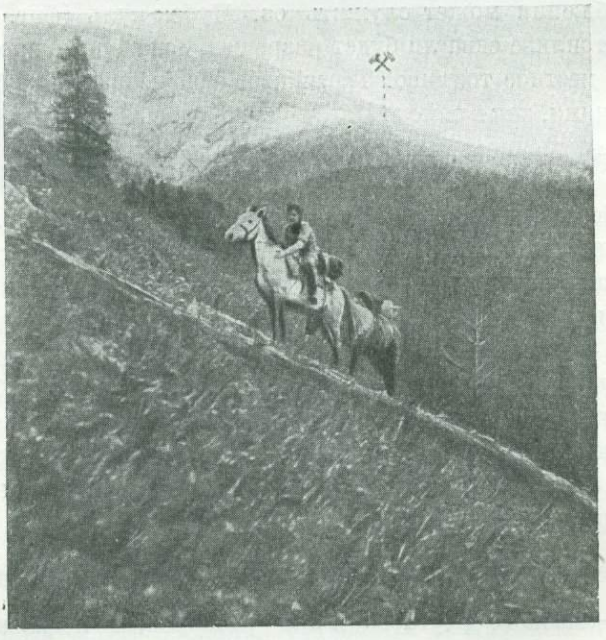
Возможна постановка вопроса о комплексном освоении полезных ископаемых района. В этом случае потребуют переоценки и приобретают особое значение мелкие и не имеющие самостоятельной промышленной ценности— Чибитское меднорудное м-ние, открытое нами месторождение хромистого железняка и, наконец, открытые нами здесь же признаки золото-вольфрамового оруденения (Кузнецов, 1936).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА АК-ТАШСКОГО М-НИЯ

Район Ак-ташского ртутного м-ния расположен недалеко от Чаган-узуна и прямо на простирании формаций, развитых в Чаган-узунском районе. Оба месторождения находятся в пределах одной общей текто-



Фиг. 15. Дорога на Ак-ташское м-ние. Выход из ущелья Чибита на чуйский тракт. (Фото А. Саукова).



Фиг. 16. Дорога на Ак-таш. Верховая тропа. (Фото А. Саукова).

нической и рудной зоны. Естественно, что в составе геологических формаций, участвующих в строении района Ак-ташского м-ния, наблюдается большое сходство с составом описанных выше формаций Чаган-узунского района. Много общего и в тектонической характеристике и структурных особенностях месторождений.

По данным исследовавших в 1935 г. район Ак-ташского м-ния В. А. Кузнецова и А. С. Мухина (1935), его геологическое строение сводится к следу-



Фиг. 17. Озеро Чубек-куль в истоках р. Чибит. (Фото В. Кузнецова).

ющему: основным элементом геологической структуры и здесь, как в районе Чаган-узуна, является древнейший боратальский горст, сложенный здесь, главным образом, известняками. Горст перекрывается курайской формацией конгломератов (мёнские конгломераты), песчаников и известняков, собранных в открытые складки северо-западного простирания. На северо-восточную окраину горста и перекрывающую его курайскую формацию надвинута система тектонических клиньев или чешуй, сложенных разновозрастными формациями — от глубоко метаморфизованных древних сланцев главного ак-ташского надвига до нормального пермокарбона. Отчетливы неоднократно повторявшиеся и подновляющиеся до сих пор подвижки по старым швам, ориентированные с северо-востока на юго-запад в сторону древнего горста.

С зоной разломов ак-ташского надвига и пространственно и генетически связано ртутное оруденение.

Геологические формации

Боратальская формация Cm-Alg.

Боратальские известняки и здесь, как и в районе Чаган-узуна, являются древнейшей формацией района. Они широко распространены к югу от Ак-таша по долине Чуи около Боратала. В планшете детальной геологической съемки мы их встречаем в низовьях рр. Чибита и Ярлу-айры, где они слагают нижнюю часть склонов, перекрываясь лежащей на них толщей мёнских конгломератов и песчаников курайской формации. Обычно, это массивные, неслоистые, нацело перекристаллизованные мраморы черного или серого цвета.

Характерна битуминозность пород. Органических остатков в них нами здесь не встречено. В аналогичных известняках на р. Есконго Н. Л. Бубличенко (1931) удалось обнаружить археоциат. Повсеместно в известняках наблюдаются разных размеров желваки и скопления черного и серого кремня или силицилита. Как показывает микроскоп, последние представляют собою нацело перекристаллизованные породы, сложенные тонким аггрегатом мозаичного кварца, не сохранившие реликтов структуры первичных пород. Однако, в некоторых случаях удалось наблюдать остатки структуры эффузивов, микролиты плагиоклазов и т. д., что указывает на происхождение части силицилитов за счет окремнения древних эффузивов или их туфов. Древних зеленокаменных порфиритов, подобных тем, что участвуют в строении формации в районе Чаган-узуна, здесь мы почти не встречаем.

Курайская формация конгломератов, песчаников и известняков S_1

Эта формация очень широко развита в окрестностях Ак-таша. Участвующие в ее составе известняки вмещают рудные тела и сами служат рудами и Ак-ташского и Чаган-узунского м-ний. Поэтому данная формация заслуживает более детального описания. Укажем, что здесь, в окрестностях Ак-таша она обнаруживает исключительное сходство и является непосредственным продолжением по простиранию одноименной формации, исследованной В. А. Кузнецовым в 1934 г. в Чаган-узунском районе.

В низах формации, как это видно в вертикальных разрезах по склонам долин рр. Чибита и Ярлу-айры, развиты грубые конгломераты с галькой пород нижележащей формации, т. е. в данном случае известняков, силицилитов, реже порфиритов и в отдельных случаях — древних интрузивных пород типа гранитов и габбро. Цементом конгломератов служит зеленовато-серый песчаник. Песчаники, залегая над конгломератами, очень широко развиты и разнообразно представлены в описываемом районе. По крупности зерна они вариируют от конгломеративных до тонкозерни-

стых, по цвету — от серых до зеленых, реже обладая бурой или бордовой окраской. По составу можно выделить кварцевые, граувакковые или порфиритовые и известковистые разности. Микроскоп показывает, что материал песчаников обычно весьма слабо окатан. В них повсеместно встречаются угловатые обломки часто облачно-гаснущего кварца, силицилита, основной массы порфиритов, отдельные зерна авгита и плагиоклазов. В случае преобладания последних мы имеем черносерые грауваккн. Изобилие кварца и силицилита дает кварцевые песчаники и т. п. Меньше распространены глинистые сланцы. Примесь известкового материала дает известковистые песчаники, мергели и известняки, подчас тонко и четко переслаивающиеся между собой, как например, в районе р. Таджелу.

Степень метаморфизма очень неравномерна и в общем невелика. Там, где песчаники лежат на предохраняющей их от тангенциальных усилий жесткой поверхности горста, например, в низовьях р. Ярлу-айры, они выглядят удивительно свежими и не носят следов ни метаморфизма, ни рассланцовки. Так же незначителен метаморфизм пород описываемой формации в районе рч. Ак-таша, верховьях рр. Ярлу-айры и Таджелу, если исключить, конечно, контактовый метаморфизм со стороны развитой здесь диоритовой интрузии. И рассланцовка пород и связанный с нею, существенно дислокационный, метаморфизм проявляются значительно сильнее в северо-западной части полосы курайской формации, пересекающей долину р. Чибита. Здесь песчаники, а особенно — глинистые сланцы, подчас сильно рассланцованы и хлоритизированы, вероятно в результате того, что здесь некомпетентная толща песчаников и сланцев была прижата к борту древнего горста и интенсивно дислоцирована. Действительно, здесь слои поставлены наголову, в то время как в прочих участках района господствуют пологие углы падения и для всей формации в целом характерны открытые, широкие, иногда наклоненные к югу складки с изогнутыми, то ныряющими, то воздымающимися осями складок.

В районе р. Таджелу известковистые песчаники, мергели и известняки образуют тонкие невыдерживающиеся по простиранию горизонты среди песчаников. В глубокой долине р. Ярлу-айры обнажается уже широкая полоса известняков, которая еще больше расширяется западнее р. Ак-таша и прослеживается непрерывно, несколько уменьшаясь в видимой мощности, до ущелья р. Чибита, переходя затем на его правый борт. Видимая мощность полосы, конечно, значительно не отвечает меньшей истинной мощности и обусловлена, вероятно, антиклинальным вздутием с воздыманием здесь оси складки. Известняки резко отличаются от древних боратальских. Это белые или светлосерые, обычно тонкозернистые мраморизованные породы, часто отчетливо слоистые. В контактах с диоритами они имеют вид крупнозернистых массивных мраморов. Иногда наблюдается окремнение. Внутри полосы мраморов наблюдаются многочисленные зоны раздробле-

ния с образованием брекчий трения, причем брекчированные известняки развиты в изобилии вдоль линии соприкосновения с ними метаморфизованных толщ ак-ташского надвига. Вдоль этих зон раздробления, видимо, в результате последующей гидротермальной деятельности, появляются доломит и кальцит, цементирующие брекчии трения. Поверхность выветривания таких известняков обычно покрывается яркой ржаво-красной коркой водных окислов железа. Описываемые брекчированные известняки явились в нашем районе коллектором киновари и вмещают ртутные руды Ак-ташского м-ния.

Диориты. С курайской формацией пространственно связаны интрузивные тела диоритов, которым условно приписывается каледонский возраст на том основании, что они нигде не прорывают более молодых, нежели силур, формаций, в частности, толщу пермокарбона. В пределах района детальных работ констатировано одно значительное по размерам тело диоритов в районе р. Таджелу, достигающее 5—6 км в длину и до 1.5—2 км в ширину. Западнее, в глубокой долине р. Ярлу-айры вскрыт меньший массив, а в тальвеге лога Ак-таш только что обнажены в двух местах апикальные части диоритовых тел, являющиеся, может быть, сателлитами более крупного скрытого на глубине плутона. Форма тел и их расположение в пространстве явно подчинены структуре вмещающего континента и, в частности, на рч. Ак-таш массив диоритов приурочен к ядру антиклинальной складки.

В составе интрузии преобладают кварцевые диориты, среднезернистые породы серого или зеленовато-серого цвета, состоящие из резко идиоморфных таблиц зонарного плагиоклаза, зеленой роговой обманки, в меньшем количестве биотита и ксеноморфного кварца. Существуют переходы к более основным разностям типа диоритов, габбро и даже горнблендитов, впрочем встречающихся редко. В этих случаях появляются моноклинный пироксен и крупнотабличатая бурая роговая обманка, порода приобретает габбровую структуру. Горнблендиты сложены грязнозеленой роговой обманкой.

Диориты в большинстве случаев носят следы зеленокаменного изменения, а иногда, особенно в мелких сателлитах, и автометаморфизма с развитием хлорита, эпидота и цоизита, кальцита и пр.

Среди диоритов, и чаще всего по контакту их с континентом, наблюдаются линейные тела розовых среднезернистых гранит-порфиров и кварцевых порфиров, представляющих собою, видимо, продукт дополнительной инъекции магмы более кислого состава.

В контактах с диоритами породы континента, в зависимости от их состава, испытывают окварцевание, осветление и мраморизацию, а иногда скарнирование. В районе р. Таджелу наблюдались своеобразные светлосерые и зеленоватые тонкозернистые плотные породы, сохранившие слоистость

первичных мергелей и песчаников, причем в составе их, как это показывает микроскоп, развиваются бесцветный гранат, моноклинный пироксен, цоизит, бесцветный игольчатый амфибол и хлорит.

С эманационной деятельностью этой интрузии, вероятно с кварцевыми жилами, связано золото-вольфрамовое оруденение в виде золота и шеелита, обнаруженных в шлихах из этого района (Кузнецов, 1936).

Девонские порфириты. В одном из тектонических клиньев в зоне разлома в нашем районе зажаты бурые и лиловые диагенетизированные эффузивы, которые условно, на основании аналогии с районом Чаган-узуна, относятся нами к верхнему девону. Это тем более вероятно, что в нашем случае на эффузивах нормально лежат конгломераты и песчаники пермокарбона.

Порфириты встречены на левом борту долины р. Корумду-айры. Наиболее типичны бурые пилотакситовые порфириты, не менее часто встречаются темные лабрадоровые и авгитовые порфириты. Вместе с ними встречаются светлоокрашенные розовые и светлобурые кислые — кварцевые фельзиты, кварцевые порфиры и альбитофиры.

Эпиконтинентальный пермокарбон. В пределах планшета детальной съемки нами было открыто несколько новых, неизвестных до сих пор в Юго-восточном Алтае островков развития толщи пермокарбона. Участки пермокарбона представляют небольшие тела, четкообразно затертые вдоль одной тектонической линии северо-западного направления и расположенные, таким образом, между давно известным полем распространения пермокарбона в Курайской степи (Хохлов, 1933) и известной по работам Н. Л. Бубличенко (1931) полосой пермокарбона в районе оз. Сарулу-куль.

Формация по нашим наблюдениям залегает или на девонских порфиритах, или на силурийских песчаниках. Породы пермокарбона нормально диагенетизированы и не носят следов метаморфизма, исключая развивающиеся в зонах смятия рассланцованные и превращенные в тектониты разности пород.

В составе формации можно выделить две свиты. В нижней зеленоцветной свите, обладающей в нашем районе мощностью порядка 50 м, развиты глинистые сланцы, переслаивающиеся с граувакковыми песчаниками. В них местами обильны отпечатки растений хорошей сохранности и редкие маломощные (до 10 см) пропластки угля. Выше залегают конгломераты, переслаивающиеся с песчаниками. Над ними в глинистых сланцах констатирован один прослоек мергелистого серого известняка мощностью 0.7 м с обильной фауной брахиопод, реже пелеципод, мшанок и т. д. Над известняками в сланцах опять встречены 1—2 пропластка угля с наибольшей мощностью в 20 см. Характерны: слабая устойчивость пород против выветривания, зеленовато-серый цвет пород и общая загрязненность их мелкими растительными остатками. В конгломератах характерна хорошо отполированная сортированная

галька иногда до 20 см в диаметре, принадлежащая в большинстве к девонским эффузивам, реже силурийским песчаникам и весьма редко — к черным древним известнякам.

Предварительное определение фауны говорит за нижнекаменноугольный возраст описанной свиты.[1] Флора же, по данным В. А. Хахлова (1933), указывает на принадлежность свиты к среднему карбону и аналогична флоре курайской свиты, которая в схеме стратиграфии Кузбасса помещается им выше балахонской свиты.

В составе красноцветной свиты, расположенной выше и, возможно, отделенной от нижней перерывом, преобладают бордовые глинистые и туфогеновые сланцы, преимущественно кислые диагенетизированные эффузивы типа кварцевых фельзитов и порфиров. Мощность свиты не превышает в наблюдавшемся разрезе по рч. Ак-ташу 40 м. Возраст ее вообще верхнепалеозойский, почему и вся формация отнесена нами пока к пермокарбону. Можно предположить, что эффузивы, входящие в состав верхней свиты, являются аналогами литологически сходных с ними порфиров и порфиритов Курайской степи, относительно которых Н. Н. Горностаевым высказывалось предположение о пермском или даже мезозойском возрасте.

Формации ак-ташского надвига

Описанные выше в хронологическом порядке формации более или менее твердо укладываются в стратиграфическую колонку и взаимоотношения их в общем ясны. Значительно хуже обстоит дело с формациями, расположенными к северу от основной зоны разлома и участвующими в главном ак-ташском надвиге. Нормальные взаимоотношения свит тут запутаны, породы испытали здесь сильную рассланцовку и значительный метаморфизм, и для расчленения этой метаморфизованной толщи необходимы дополнительные региональные исследования.

По литологическому составу эту толщу можно разделить на две свиты или формации: эффузивную и калькаренитовую. Взаимоотношения их еще недостаточно ясны. Где-то по границе между ними расположены линейные тела серпентинитов. Границы этой толщи на карте имеют сложную конфигурацию благодаря сочетанию с поверхностью рельефа полого падающей на север поверхности надвига, которой подчинено и внутреннее строение метаморфической толщи пород.

Сравнительно детальный разрез эффузивной свиты нами приведен ниже в характеристике морфологии Ак-ташского м-ния ртути, поскольку эффузивная свита в данном случае играет роль покрышки и контролирует распространение рудных струй, следующих по трещинам разломов

[1] По определению Зав. палеонтологическим кабинетом ЗСГРТ геолога Л. Н. Краевской.

вдоль зоны ак-ташского надвига. В общем, в ее составе участвуют сильно рассланцованные хлоритизированные зеленые порфириты, светложелтые серицитизированные порфириты или кварцевые фельзиты, хлоритовые и серицитовые сланцы, реже серые известково-глинистые филлиты. Вместе с ними встречаются подчиненные этой толще также милонитизированные зеленые кварцевые диориты, сильно амфиболизированные и соссюритизированные, принявшие облик амфиболовых гнейсов. Среди пород этой свиты встречаются известковые сланцы, калькарениты и известняки, широко развитые в следующей калькаренитовой свите метаморфической толщи.

В составе последней очень характерными являются тонкослоистые серые мелкосплоенные глинистые и песчанистые известняки или калькарениты и пепельносерые серицитизированные или филлитизированные кварцево-известково-глинистые сланцы. Такой состав пород преобладает в восточной части полосы формации до долины р. Корумду-айры. За ней по направлению к оз. Чубек-куль к известковому материалу примешивается все в большем количестве песчанисто-глинистый материал, и калькарениты сменяются, вероятно фациально, зелено-серыми известковистыми песчаниками и такими же глинистыми сланцами. Значительный метаморфизм пород, в виде постоянной филлитизации и хлоритизации, позволяет отличать их от сходных иногда по внешнему виду песчаников и сланцев курайской формации силура. В верховьях Корумду-айры метаморфизм пород описываемой свиты становится еще более значительным уже за счет контактовых изменений какой-то интрузии, видимо распространенной к северо-востоку от исследованной нами площади. Появляются слюдистые сланцы, биотитовые и биотитово-амфиболовые парагнейсы. Эти наблюдения вполне увязываются с картой Н. Л. Бубличенко (1931), на которой в этом районе показано широкое развитие инъекционных гнейсов, образующих ореолы вокруг гранитных массивов.

Уже упоминалось, что, примерно, по границе между двумя описанными свитами залегают подчиненные структуре вмещающих пород линейные тела серпентинитов. Последние представляют собой сильно рассланцованные и нацело серпентинизированные породы, сложенные преимущественно пластинчатым аггрегатом антигорита и происшедшие, вероятно, за счет первичных гипербазитов. С ними связано хромитовое оруденение и в одном случае, на водоразделе рр. Ак-таш — Корумду-айры, были найдены крупные свалы хромистого железняка. Изредка встречаются тонкие прожилки асбеста. Незначительные размеры тел серпентинитов не позволяют рассчитывать на крупный масштаб связанного с ними оруденения, имеющего в данном случае, геологический, но не практический интерес.

Присутствие гипербазитов и литологический состав эффузивной свиты описанной толщи несколько сближает ее с формацией древних зеленока-

менных порфиритов Чаган-узунского района и позволяет пока условно приписывать для нее кембрийский возраст. Еще более условным, для калькаренитового отдела свиты мы пока (до ее детального изучения) оставляем термин кембро-силур, с оговоркой, что вероятнее всего это будет скорее силур, нежели кембрий. Этот вопрос, как уже замечено, нуждается в доработке.

Метаморфизованные толщи Ак-ташского надвига, как это видно из геологической карты (фиг. 19), распространены в северной части изученной площади и слагают собою наиболее высокую, осевую часть Курайского хребта. Имея в общем широтное простирание, полоса этих формаций западнее пересечения р. Корумду-айры поворачивает на северо-запад, а затем, вероятно, на север и уходит в этом направлении в пределы планшета, изученного Н. Л. Бубличенко. Подчеркнем, что, примерно, так же ведет себя и рельеф этого района, зависимость которого от геологической структуры совершенно очевидна.

Граниты. На водоразделе рр. Корумду-айры и Чибита в невыясненных и, вероятно, тектонических взаимоотношениях с имеющимися формациями, расположен небольшой массивчик сильно катаклазированных, иногда милонитизированных, иногда розоватых, но чаще позеленевших крупнозернистых гранитов. Такие же граниты в мелких массивах были встречены нами и до нас Н. Л. Бубличенко в районе оз. Сарулу-куль. Судя по тому, что граниты не производят никакого контактового изменения вмещающих пород и, в частности, лежащего на них нормально диагенетизированного пермокарбона, нужно думать, что возраст их во всяком случае не моложе каледонского. Интересно, что тела гранитов, также как клинья пермокарбона и девона, вытянуты цепочкой вдоль одной линии, видимо отвечающей одному из наиболее мощных разломов сложной тектонической зоны. Эта линия дизъюнктивов продолжается далеко на северо-запад в планшете Н. Л. Бубличенко, который описал ее под именем «чулындашского сброса». Она представляет большой интерес и должна приковывать к себе самое тщательное внимание при будущих перспективных поисковых работах, так как, возможно, является основной линией, контролирующей оруденение нашей ртутной зоны.

Четвертичные отложения морены. В окрестностях Ак-ташского м-ния весьма широким распространением пользуются четвертичные рыхлые отложения и в том числе — моренные толщи. Развитие морен весьма затрудняет расшифровку структуры района и, особенно, прослеживание оруденения. Так, самое Ак-ташское м-ние лишь частично вскрыто новейшей эрозией из-под моренного покрова и дальнейшие поиски и разведки на нем должны будут преодолеть это препятствие. На продолжении зоны оруденения на восток за долиной р. Ярлу-айры имеются несомненные признаки минерализации, так как киноварь в шлихах встречается в изо-

билии, но и здесь весьма широкое развитие морен сильно затруднит предполагаемое здесь продолжение поисковых работ.

Как это видно из карты, полоса моренных отложений тянется через весь район от его восточной границы, т. е. от окраин Курайской степи, до ущелья р. Чибита. Только в глубоких долинах рек, врезанных в ложе древних ледников и на водораздельных гребнях из-под морен обнажены формации палеозоя. На карте не проведено возрастное расчленение моренной толщи, но, вообще говоря, имеющийся в районе богатый фактический материал, и, особенно, геоморфологические наблюдения позво-



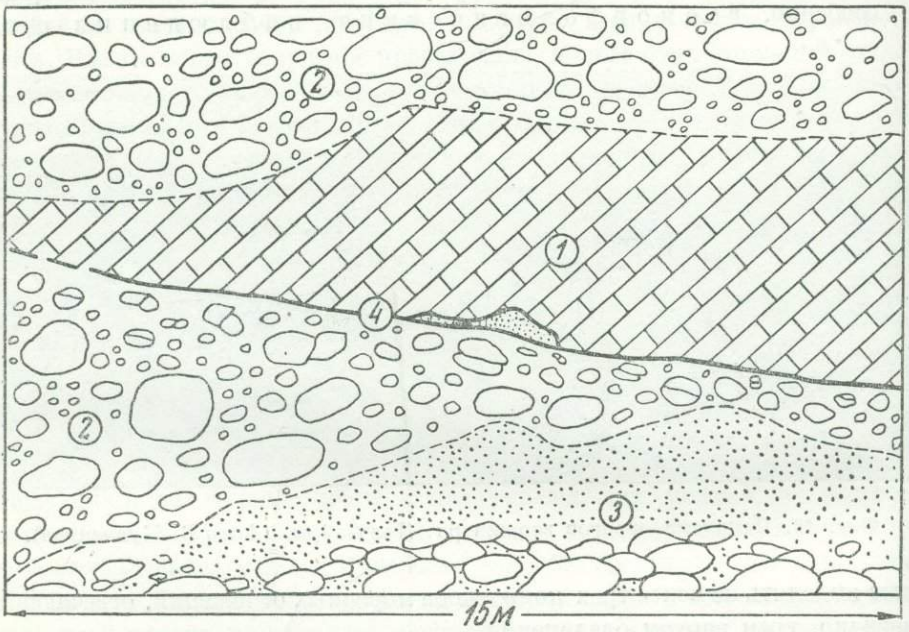
Фиг. 18. Панорама отрогов вершин рч. Ярлу-айры. (Фото В. Кузнецова).

ляют выделить не менее трех комплексов моренных отложений, отвечающих, очевидно, трем эпохам оледенения.

Рельеф гребня Курайского хребта в вершинах рр. Ярлу-айры и Корумду-айры обусловлен развитием цирков и трогов с явными следами недавнего долинного оледенения. В вершине р. Ярлу-айры можно наблюдать типично выраженные троги с озерами, донными, боковыми и конечными моренами (фиг. 18). Таким образом, наиболее юные по возрасту морены расположены в долинах рек и имеют, вообще говоря, сравнительно небольшие размеры и значение в морфологии района.

На ряду с этим, имеются древние, мягких очертаний, полуразрушенные цирки и троги, например, трог рч. Ак-таша, заключенный между сближенными и гораздо глубже врезанными юными трогами рр. Ярлу-айры и Корумду-айры. Морены этих древних трогов отличаются большей мощностью и, выходя из трогов, сливаются в одно обширное поле на южном склоне Курайского хребта. Это поле сейчас уже расчленено врезанными в него долинами рек и слагает некоторые второстепенные водоразделы, занимая, в общем, весьма большую площадь.

Наконец, третьим комплексом ледниковых отложений являются уже перемытые морены с прослоями сортированных галечников и слоистых песков. В составе валунов этих древнейших морен изобилуют эрратические валуны чуждых нашему району порфировидных гранитов. Наблюдаются как будто пликативные и несомненно дизъюнктивные дислокации этой рыхлой толщи. В частности, в нижней части долинки рч. Ак-таш нам удалось наблюдать исключительно редкий в Зап. Сибири случай проявления в обнажении четвертичной тектоники в виде надвига на описываемую морену



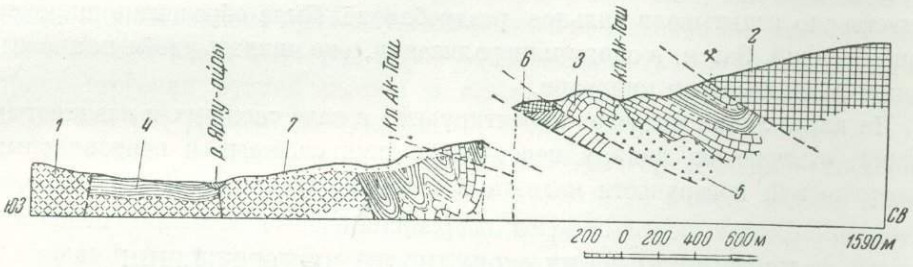
Фиг. 19. Надвиг силурийских известняков на морену. Зарисовка с фотоснимка. Обнажение в правом борту кл. Ак-Таш в 3-х км ниже месторождения.

массивных силурийских известняков. Поверхность надвига имеет простирание 315° с пологим под углом в 15° падением на северо-восток. Непосредственный контакт известняков и морены выражен полоской коричневой глинистой пластичной массы с мелко перетертой крошкой известняка. Известняки висячего бока нарушения сильно раздроблены. Подстилающая известняки морена также имеет следы давления в виде раздробления и сплющивания валунов на расстоянии до 5—6 м от трещины (фиг. 19).

Если условно принять за основу альпийскую терминологию, то древнейшие дислоцированные и частично перемытые морены следует отнести к минделю, более молодые и наиболее широко развитые в районе морены ак-ташского типа — к риссу, а юные морены троговых долин р. Ярлу-айры и др., — очевидно, к вюрму.

Основные черты структуры района

Уже упоминалось, что описываемый район Ак-ташского м-ния является частью ртутной зоны Юго-восточного Алтая, т. е. сложной зоны разломов, приуроченной к северо-восточной окраине боратальского горста. Наличие краевой части горста и чешуйчатой структуры прижатых к горсту параллельных надвигов является основным мотивом структуры района. Горст в данном случае — не морфологическое, а геологическое понятие, и ошибочным было бы представлять горст боратальских известняков как приподнятый в настоящее время массив. Напротив, являясь древним массивом с своей внутренней самостоятельной структурой, он не имеет сейчас тенденции к поднятию, а в районе Ак-таша как раз слагает наиболее пониженные участки. Наоборот, как это видно из приведенного профиля, в котором вертикальный и горизонтальный масштабы равны, наибольшими гипсометрическими отметками обладают участки надвиговой структуры, испытавшие, как мы видели, недавние поднятия (фиг. 20).



Фиг. 20. Геологический разрез через р-н Ак-ташского м-ния.

Горст, с одной стороны, и система надвигов — с другой, обладают своими характерными формами пликативной и дизъюнктивной тектоники. Внутри известняков горста можно часто наблюдать мощные зоны смятия с северо-западным и северо-восточным простиранием, отвечающие радиальным дизъюнктивам типа сбросов. Сбросами оконтурены и отдельные перемещенные относительно друг друга части горста и его границы вообще. На карте сбросы имеют вид более или менее прямых и независящих от поверхности рельефа линий. Таковы дизъюнктивы в левой части приведенного профиля. Пликативная структура известняков горста не поддается расшифровке, но зато весьма отчетлива зависимость формы пликативных структур в более молодых формациях от их отношения к жесткой постели горста. Силурийская толща песчаников над горстом собрана в очень пологие складки и сохранила облик нормально диагенетизированных пород. Дальше к северо-востоку, где края горста опущены, мощность силурийской толщи больше, и она прижата к вертикальным стенкам горста; толща песчаников и известняков испытывает довольно интенсивную складчатость с образованием наклонных и даже

опрокинутых сложных складок, осложненных еще больше дизъюнктивами типа взбросов или надвигов. Степень метаморфизма пород, хотя в общем и очень невысокая, стоит в прямой зависимости от интенсивности пликативных дислокаций.

Здесь имеет место ряд параллельных линий надвигов с характерными полого падающими на север надвиговыми поверхностями. Трещины последних не всегда сопровождаются брекчиями и иногда трудно уловимы, распознаваясь только по смене формаций. Брекчии трения появляются там, где в результате надвига приведены в соприкосновение формации с резко различным по компетентности составом пород и где естественно, при последующих подвижках около массивной компетентной глыбы, будет происходить смятие и раздробление пород формации, менее массивной по составу. Например, по одной из наиболее резко выраженных и, возможно, глубоких трещин, на песчаники и известняки силура надвинута глыба метаморфических сланцев главного ак-ташского надвига.

При последующих нажимах и подвижках хрупкие известняки силура естественно испытывали сильное раздробление. Была образована широкая зона брекчий. Затем, в эпоху минерализации, она явилась удобным проводником и коллектором киновари.

На карте линии надвигов проектируются в виде сложных и извилистых линий, отвечающих линиям пересечения двух сложных и неправильных поверхностей: поверхности надвига и поверхности современного рельефа.

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В долине рч. Ак-таш, не затронутой последним оледенением, отчетливо сохранились следы древнего (довюрмского?) ледникового рельефа: трогообразная форма долины, крутые хотя уже осыпавшиеся и заросшие травой стенки трога и замыкавшего его древнего кара; дно долины завалено мощными моренами. В настоящее время рч. Ак-таш, приспособляясь к новому более низкому уровню послевюрмских долин главных артерий, прорезала старые морены своей долины глубоким и узким оврагом, обнажив кое-где подстилающие их коренные породы. В верховье рч. Ак-таш, на расстоянии около 1.5 км от замыкающего долину древнего цирка, этот овраг прижимается к левому борту трога и вскрывает полосу известняков с очень богатым местами оруденением киновари.

Месторождение было открыто по шлихам, а затем по галькам богатой руды в русле рч. Ак-таш. В результате сосредоточенных здесь детальных поисковых работ было обнаружено интенсивное оруденение в раздробленных брекчированных известняках правого борта долины, а затем многочисленные признаки оруденения в виде обильной вкрапленности киновари в известняках левого крутого и высокого борта трога. Сразу после откры-

тия месторождения на нем были организованы небольшие разведочные работы, направленные к прослеживанию отчетливо намечающейся рудной полосы к западу и к востоку от имевшейся отправной точки. Однако, работы встретили весьма серьезное препятствие. Западное продолжение рудной полосы в правом борту долины, т. е. в дне древнего трога, оказалось прикрытым мощными моренами. Канава и шурфы до 6—7 м глубиной не достигли коренных пород. Мощность морены, видимо, достигает 15—20 м, а дальше на запад, судя по построениям, основанным на симметричности троговых долин, увеличивается до 40—50 м.

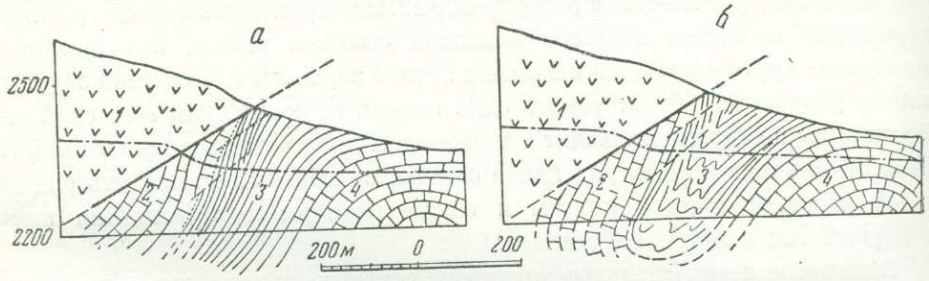
Восточное продолжение рудной полосы лучше обнажено. Отдельные выходы известняков с киноварью встречаются вдоль крутого склона левого борта осыпавшегося древнего трога почти до самой вершины, т. е. до водораздела между рч. Ак-таш и р. Ярлу-айры. Зато промежутки между редкими коренными выходами покрыты мощными осыпями щебня, находящимися вследствие крутизны склона и наличия вечной мерзлоты в состоянии неустойчивого равновесия. Стоит убрать один камень из осыпи, как весь слой щебенки выше по склону приходит в движение и немедленно заполняет выемку. По этой причине и здесь ряд канав остался недобитым, и выяснить ряд деталей строения рудной полосы и общие размеры месторождения пока, в первый год работы, не удалось.

Отдельные незначительные признаки ртутного оруденения — то в виде редкой вкрапленности киновари в известняках, то в виде мелких жилок кальцита с кристаллической киноварью, встречаются на довольно широкой площади и иногда в расстоянии до 2 км от главной рудной полосы. Однако основное оруденение весьма отчетливо приурочено к одной линии главного ак-ташского надвига. Как известно, общее направление ртутной зоны довольно выдержанное — на северо-запад. На данном отрезке оно, судя по построениям, приобретает общее широтное простирание, а в результате сочетания полого падающей на север поверхности надвига с глубоко расчлененным современным рельефом дневной поверхности, образует на карте местные изгибы и отклонения в виде глубоких заливов к северу. Так, при истинном широтном, или близком к широтному простирании как основной трещины надвига, так и деталей структуры рудной полосы, на плане (фиг. 21) мы видим кажущееся северо-западное простирание всех элементов структуры рудного поля.

Геологическое строение рудного участка сводится к следующему. Основная контролирующая оруденение трещина надвига имеет сравнительно пологое (около 30°) падение к северу. Висячий бок нарушения составляют сильно рассланцованные и испытавшие глубокий метаморфизм породы древней толщи кембрия или силура — порфироиды, хлоритовые сланцы и т. д. Внутренняя структура надвинутой толщи отвечает поверхности надвига. В общем, в висячем боку нарушения лежит жесткая и достаточно массивная

толща пород, представляющая солидную покрышку, сыгравшую свою роль в процессе рудоотложения.

В лежачем боку в пределах рудного участка расположена полоса белых мраморизованных, а затем брекчированных и доломитизированных известняков. По простиранию на восток и, вероятно, также и на запад, полоса известняков выклинивается и срезается трещиной надвига так, что надвинутые метаморфические породы входят в непосредственное соприкосновение с лежащими южнее полосы известняков песчаниками. Известняки, будучи брекчированными трещиноватыми породами и являясь сами по себе отличным коллектором рудных эманаций, вмещают, в нашем случае, основное оруденение. Детали внутреннего строения оруденелых известняков еще не ясны. Вкрапленность киновари в них встречается повсеместно. Наме-



Фиг. 21. Разрез через месторождение по левому борту кл. Ак-таш.

чаются полосы интенсивно оруденелых рудных брекчий и мощные жилы кальцита, иногда с кристаллической киноварью. Установление закономерности в пространственном распределении интенсивного оруденения среди общей массы оруденелых известняков должно явиться задачей детальной разведки при помощи горных выработок, так как условия обнаженности на поверхности не дают достаточно ясной картины. Рудные известняки в бортах трога Ак-таш срезаны надвигом и вскрыты только в дне трога. Видимая мощность полосы известняков достигает 90—100 м. Прослеженная по левому борту трога длина полосы около 250 м. Надо думать, что под мореной на дне трога полоса тянется к западу еще не меньше чем на 200 м. Особенный интерес представляет, конечно, та часть рудных известняков, которая непосредственно соприкасается с надвинутыми метаморфическими сланцами. Здесь, по примеру Чаган-узуна, можно ожидать особо богатого оруденения. Интересны слепые, не вскрытые еще денудацией контакты известняков с метаморфическими сланцами, особенно в тех местах, где к последним подходят песчаники лежачего бока, а известняки срезаются нарушением.

Описанные известняки падают на север под поверхность надвига. Ниже известняков лежит полоса упоминавшихся уже зеленоватосерых мелкозер-

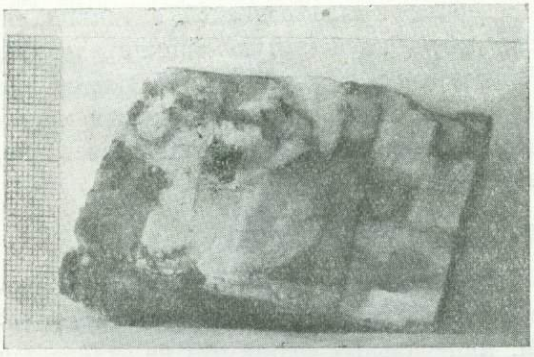
нистых кварцево-полевошпатовых песчаников. За ними находится снова широкая полоса таких же мраморизованных белых известняков. Более широкие наблюдения по району показывают, что известняки и песчаники лежачего бока нарушения входят в состав так называемой курайской формации, предположительно нижнесилурийского возраста. В районе месторождения они образуют антиклинальную складку, в ядре которой вскрываются известняки, а в северном крыле — лежащие на них песчаники и, наконец, залегающие на песчаниках так называемые рудные известняки. Впрочем, не исключена возможность того, что рудные известняки являются продолжением известняков ядра антиклинали, участвуя в строении небольшой складочки второго порядка на северном крыле основной антиклинали. В таком случае песчаники слагают узкую опрокинутую синклиналь. Оба возможных случая схематически изображены на фиг. 21, *а* и *б*. Известняки ядра антиклинальной складки прорваны небольшим интрузивным массивом диоритов. С контактовой деятельностью интрузии связаны, очевидно, мраморизация и окремнение известняков.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И ТИПЫ РУД

Судя по имеющимся еще неполным сведениям, полученным в итоге первого знакомства с вновь открытым месторождением, и по наблюдениям только в пределах зоны выветривания, минеральный состав руд не отличается чем-либо существенным от состава руд лучше изученного Чаган-узунского м-ния. Основное отличие заключается в том, что если на Чаган-узуне в строении рудных брекчий участвуют разнообразного состава тектониты из зоны нарушения, то здесь руды образованы почти исключительно известняками и различными производными за счет последующего метасоматического изменения первичных известняков. Это обусловлено тем, что на Чаган-узуне известняки образуют лишь небольшие пласты и линзы в песчаниках, а здесь, на Ак-таше, мы имеем мощный однородный горизонт известняков, соприкасающихся с поверхностью надвига. В связи с этим, несомненно здесь имеет место значительное распыление киновари на большой площади и слабая концентрация ее в известняках, которые все в целом не могут считаться рудами в экономическом понятии этого термина.

В составе руд Ак-ташского м-ния участвуют прежде всего белые тонкозернистые мраморизованные известняки, зачастую в значительной степени окремненные. Обычно они раздроблены сетью многочисленных трещин. Интересно, что в то время как основная поверхность надвига обладает пологим (до 30°) падением на север, многочисленные трещины внутри известняков имеют обычно крутые, близкие к вертикальным, углы падения. Азимуты трещин варьируют от северо-западных до юго-западных. Кое-где трещины сгущаются и можно наблюдать типичные брекчии трения, сцементированные белым или окрашенным окислами железа в розовый, а иногда в шо-

коладно-коричневый цвет кальцитом. Кроме белых неизмененных мраморизованных известняков имеются окрашенные в светложелтый цвет доломитизированные кристаллические разности и доломиты с типичными изогнутыми плоскостями спайности. Доломитизированные мраморы так же обычно раздроблены и вместе с неизмененными принимают участие в строении тектонических брекчий. Кварца и аморфного кремнезема здесь значительно меньше, нежели на Чаган-узуне. Среди доломитизированных и брекчированных известняков располагаются крупные линзообразные тела, жилы и почки, выполненные обычно крупнокристаллическим кальцитом, часто белым или желтым, иногда водянопрозрачным, часто розовым и шоколадно-коричневым. [1] Надо думать, что имеются и другие, более сложного состава, Mg- и Fe-содержащие карбонаты.



Фиг. 22. Жильная руда. Крупнокристаллическая киноварь в кальците.

Среди брекчированных известняков, в одном случае (как раз над линзой богатых рудных брекчий) было обнаружено явно чуждое известнякам тело сильно измененной каолинизированной породы типа эффузивов надвинутой метаморфической толщи. Эта порода, вероятно, затерта среди известняков тектоническим путем и превращена в бесформенную каолиновую массу. Отметим, что она, видимо, послужила своеобразной покрышкой, обусловившей местную концентрацию киновари. Интересно, что в этой каолинизированной породе наблюдается исключительное обилие самородной металлической ртути, заполняющей поры, трещинки и пустотки в породе.

Единственным практически рудным минералом является киноварь. В ничтожном количестве, в виде вкрапленности в породах, встречается пирит, несомненно не связанный с киноварью во времени. В кварцево-карбонатных жилах наблюдались натеки медной зелени, указывающие на наличие сульфидов меди. Наконец, в описанной выше каолинизированной породе над богатой рудной брекчией в изобилии встречается самородная металлическая ртуть, сопровождаемая иногда налетами самородной серы по трещинкам отдельности и пленками зеленовато-белого каолина. Ртуть в некоторых случаях инертна и, видимо, образует какую-то амальгаму, состав кото-

[1] Последний принимался в поле за сидерит.

рой еще не исследован. [1] Из прочих минералов зоны окисления известны изредка встречавшийся гипс и железная мумия.

Киноварь проявляется в рудах различным образом. Чаще всего развита неравномерная и в общем редкая и мелкая вкрапленность киновари в мраморах, доломитах и брекчиях. Размеры вкрапленников варируют от микроскопических (0.001 мм) до 0.5 см в диаметре. В случае крупной вкрапленности наблюдаются иногда превосходно образованные, часто сдвойникованные, кристаллы. Не менее широко распространены примазки и тонкие налеты землистой киновари, по трещинкам, неправильная сеть которых без видимой закономерности сечет мраморизованные известняки. В этих случаях мы имеем руды типа вкрапленников. Среди поля известняков уже сейчас намечаются и в дальнейшем, несомненно, выявятся участки, где вкрапленность сгущается до степени явно рентабельных руд с высоким содержанием киновари.

В значительно меньшем количестве киноварь участвует в строении карбонатных, почти исключительно кальцитовых жил. Наблюдались жилы крупнокристаллического молочнобелого кальцита с яркими кровавокрасными крупными кристаллами алмазной киновари (фиг. 22). Такие жильные руды дают исключительно красивые минералогические образцы, но едва ли будут иметь крупное практическое значение.

Наконец, наиболее интересным типом руд являются рудные брекчии. Брекчии трения, естественно, являются наиболее удобным путем для циркуляции рудных растворов и отложения киновари. И действительно, там, где трещины в известняке сгущаются и где порода превращена в тектонит из обломков известняка, доломита и цементирующих последние карбонатов, киноварь иногда встречается в таком изобилии, что становится основным компонентом породы. В таких брекчиях наблюдаются крупные почки и скопления «сливной» киновари, представляющей собою под микроскопом аллотриоморфный аггрегат зерен, крупные кристаллы вкрапленников и густую сеть тонких жилок киновари, образующих нечто в виде штокверка. Наконец, иногда киноварь полностью вытесняет и замещает карбонаты и цементирует собою тектоническую брекчию, образуя массивный мелкозернистый аггрегат кирпичнокрасного цвета, сопровождаемый обычно землистой разностью киновари. Подобного типа руды были вскрыты в одном месте в правом борту ключа и поверхностно разведены карьером. Рудные брекчии Ак-таша, являясь исключительно высококачественными рудами с богатым содержанием, приближающимся к лучшим мировым образцам, возбуждают большой интерес и ставят Ак-ташское м-ние в преимущественное, по сравнению с другими месторождениями, и в частности с Чаган-узуном, положение.

---

[1] Над этим и некоторыми другими вопросами минералогии месторождения специально работает А. А. Сауков.

Произведенное пока очень поверхностное исследование руд из зоны выветривания не дает достаточного материала для решения вопроса о фазах минерализации и парагенезисе минералов. Несомненно, что пиритизация не связана во времени с ртутным оруденением, являясь продуктом значительно более древней минерализации, отделенной несколькими фазами раздробления. Не ясно положение меди в кварцево-карбонатных жилах. Надо думать, что и они появились значительно ранее киновари и, возможно, одновременно с процессом доломитизации мраморов. За доломитизацией следует раздробление и вслед за ним появление киновари и кальцита. Кальцит последующей послерудной генерации сечет жилки киновари. Наконец, послерудные подвижки вызвали размазывание киновари по плоскостям отдельности, образование зеркал скольжения и т. д. Такова общая схема, в которую, в итоге дальнейшего исследования руд месторождения, будут несомненно внесены некоторые поправки.

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Геологическое строение Ак-ташского м-ния обнаруживает во всех деталях аналогию с геологическим строением Чаган-узуна. Произведенные в Юго-восточном Алтае широкие региональные исследования показали, что оба месторождения расположены в пределах общей тектонической и рудной зоны. Естественно, что и генетическая характеристика обоих месторождений совершенно одинакова. Так же как и Чаган-узун, описываемое месторождение является типично выраженным телемагматическим и не связано ни с одной из имеющихся в его окрестностях интрузий. Оно явным образом приурочено к зоне разломов юного, вероятно альпийского, возраста и своим появлением, видимо, обязано деятельности циркулировавших по трещинам разлома термальных источников. Так же как и в случае Чаган-узуна, состав жильных и рудных минералов, среди которых развиты только низкотемпературные карбонаты и киноварь, заставляет относить его к группе явно эпитермальных месторождений.

Аналогично Чаган-узуну и здесь, — хотя признаки оруденения встречаются вдоль многих из трещин разлома и, в частности, по границе силура с клином пермокарбона, — основное, наиболее интенсивное оруденение приурочено к главной и наиболее отчетливо выраженной зоне разлома, имеющей здесь широтное простирание, но значительно более пологое (до 30°) падение. И здесь основным коллектором киновари явились трещиноватые брекчированные силурийские известняки лежачего бока нарушения. В висячем боку здесь роль непроницаемой для восходящих растворов покрышки играли метаморфизованные порфириты, порфироиды и сланцы надвинутой метаморфической толщи.

V. РТУТНАЯ ЗОНА АЛТАЯ

Вопрос о ртутном оруденении в Горном Алтае, еще 2—3 года тому назад совершенно неясный, в свете новых данных, в результате двухлетних детальных работ Зап.-Сиб. отделения Союзредметразведки, приобрел определенное разрешение. Детальные геологопоисковые работы в районе Чаган-узуна в 1934 г. и в районе вновь открытого месторождения Ак-таш в 1935 г., а затем широкие региональные исследования обширной территории Юго-восточного Алтая вдоль намечающейся полосы ртутного оруденения, произведенные партиями Зап.-Сиб. отделения Союзредметразведки, позволили автору выдвинуть и обосновать положение о наличии в Горном Алтае обширной зоны ртутного оруденения, совпадающей с одной из наиболее мощных зон юных разломов Алтая.

Одним из достижений последнего времени в методике поисковых работ явилось, как известно, широкое применение поисковыми партиями шлихового или ковшевого опробования аллювия. Этот метод в данном случае, при работе на киноварь, дает исключительно эффектные результаты и, в частности, при его помощи в 1935 г. нами было открыто новое Ак-ташское ртутное месторождение. Обработка и обобщение скопившегося в Зап.-Сиб. отделении Союзредметразведки громадного шлихового материала (до 15000 шлихов), а затем составление шлиховой карты горных областей Западной и Средней Сибири позволили подметить ряд закономерностей в пространственном распределении признаков оруденения и месторождений редких металлов и, в частности, сделать вывод о связи ртутного оруденения не только Горного Алтая, но и других горных районов Сибири с наиболее отчетливо выраженными основными и мощными разломами страны. Так, кроме алтайской, сейчас намечается ртутная зона Салаира, совпадающая с зоной кузнецко-салаирских разломов и являющаяся возможным продолжением алтайской зоны.

Менее отчетливы меридиональная зона вдоль западной окраины Кузнецкого Ала-тау и т. д. (Митропольский и Кузнецов, 1936).

Ртутная зона Алтая, отчетливо выявившаяся в результате наших работ 1934—1935 гг., еще недостаточно детально изучена и заслуживает специального геологотектонического и геохимического исследования. Тем не менее уже сейчас на основании имеющихся данных представляется возможным дать схему геологического строения и структуры зоны ртутного оруденения Алтая в ее более или менее изученной части и характеризовать проявление в ее пределах ртутного оруденения.

Иллюстрацией нашего представления о структуре исследованной части ртутной зоны является составленная автором сводная карта, при составлении которой были использованы карты детальных исследований автора в районах Чаган-узунского и Ак-ташского м-ний, специальные марш-

рутные исследования, произведенные автором в этом районе в 1935 г., и данные предшествующих исследователей этого района, в частности геологов Н. Л. Бубличенко (1931) и Н. Н. Смирновой (1932). В большинстве первоисточники не опубликованы.

Соответственно с целевой установкой наших работ при построении карты, преследовалась цель не столько выяснения деталей стратиграфии этого района, сколько расшифровка сложной тектонической структуры его, с тем чтобы дать в руки геолога критерий поисков продолжения ртутной зоны и новых ртутных месторождений в ее пределах.

ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ РТУТНОЙ ЗОНЫ

На исследованном работами истекших двух лет отрезке зона ртутного оруденения Юго-восточного Алтая совпадает с южным подножием Курайского хребта, почему здесь она может носить название курайской. Восточный известный нам ее конец теряется за Чаган-узуном в Чуйской степи. В районе Чаган-узуна зона захватывает левобережье р. Чуи, а затем следует на северо-запад снова по правобережью Чуи вдоль Северной окраины Курайской степи и по Южному склону Курайского хребта. За Ак-ташем зона прослежена до впадины озера Сарулу-куль и дальше ее продолжение пока только гипотетически намечается автором в направлении на северо-запад к району рр. Чемала и Эликманара, правым притокам р. Катуни.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЗОНЫ РТУТНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Как это видно из карты, геологическое строение ртутной зоны отличается своей сложностью. Заметим, что на общей карте Горного Алтая эта сложная по структуре зона или полоса северо-западного направления резко выделяется на общем однообразном геологическом фоне. История формирования этой зоны охватывает длительный период, начинаясь, видимо, докембрием и заканчиваясь нашими днями. Можно думать, что здесь издавна существовал мобильный участок литосферы, постоянно испытывавший колебательные движения и много раз погружения с развитием здесь геосинклинали, затем вновь поднятия и т. д. В результате сложной и длительной истории формирования этой зоны, возникла сложная структура, основным элементом которой является наличие зажатых в зоне глыб разбитого на части и местами погруженного под покров более молодых формаций древнего боратальского горста. К глыбам этого горста с северо-востока прижаты и на них надвинуты чешуи разновозрастных формаций до пермокарбона включительно, причем многократно повторявшиеся тангенциальные нажимы особенно резко подновившиеся, вероятно, в альпийскую эпоху тектогенеза в общем приспосабливались к старым тектоническим зонам и швам, заложенным еще на заре истории района.

Древнейшим членом сложной геологической структуры зоны является, таким образом, б о р а т а л ь с к и й г о р с т, остаток давно замкнувшейся кембрийской, а, может быть, отчасти и докембрийской геосинклинали. Он сложен двумя близкими по возрасту формациями: серых битуминозных известняков и силицитов и древних зеленокаменных порфиритов. Не повторяя здесь характеристики формаций, подробно описанных выше в разделах III и IV о геологическом строении Чаган-узунского и Ак-ташского м-ний, где эти формации широко развиты, отметим, что, судя по наблюдениям в разных участках горста, между известняковой и эффузивной толщами существуют последовательные переходы и что в известковых горизонтах порфиритовой толщи в районе Чаган-узуна были найдены водоросли, а в известняках по р. Есконго и археоциаты (Бубличенко, 1931; Кузнецов, 1934). Это позволяет приписывать формациям в целом кембрийский возраст с возможным понижением возрастной границы для известняковой толщи до альгонка.

Недостаточно определенное положение в стратиграфической колонке занимают формации, окаймляющие ртутную зону с северо-востока и отчасти, возможно, являющиеся чуждыми ей аллохтонными образованиями. Сюда относятся: полоса инъекционных гнейсов Курайского хребта и формации Ак-ташского надвига. Судя по имеющимся данным, гнейсы, вероятно, представляют собой продукт контактового (инъекционного) метаморфизма палеозойских сланцев-песчаников, толщей которых они постепенно сменяются на север от картированного нами района. Существует, впрочем, и другая точка зрения, по которой гнейсы являются куполами обнаженного здесь архея (Горностаев). Впрочем, для нас не столь важно определение возраста формаций, вокруг которого сосредоточивалось внимание исследователей раойна, сколько тектонические структурные взаимоотношения их. Отметим, что полоса гнейсов надвинута на формацию песчаников силура по отчетливо выраженной и подчеркнутой рельефом крутопадающей трещине.

Формации ак-ташского надвига, к которым мы еще вернемся ниже, занимая еще не совсем твердое стратиграфическое положение, обнаруживают некоторое сходство с порфиритовой формацией кембрийского возраста, развитой в районе Чаган-узуна, отличаясь лишь значительно более глубоким, существенно дислокационным метаморфизмом, естественным в надвинутой аллохтонной толще. Присутствие в сравниваемых формациях массивов гипербазитов, которые для горных районов Саяна и Алтая могут служить своеобразным маркирующим горизонтом [обладая, как это установлено в последние годы (Усов, 1935) кембрийским возрастом], также дает некоторые основания относить формации ак-ташского надвига к кембрию. Как это видно из самого названия и конфигурации границы формаций на карте, они находятся в вынужденном тектоническом соприкосновении

с силурийской толщей песчаников, на которую надвинуты с севера по полого падающей на север сложной надвиговой поверхности.

Разновозрастные формации палеозоя заключены между боратальским горстом и надвинутыми с северо-запада толщами в виде полос и клиньев, ограниченных дизъюнктивами, подчиненными общему северо-западному направлению.

Особенно широким развитием пользуется курайская формация песчаников, сланцев и известняков силурийского возраста. Характеристика этой формации, имеющей особый интерес, так как входящие в ее состав породы вмещают ртутное оруденение, приведена выше в описании строения Чаган-узунского и Ак-ташского м-ний. Отметим здесь особенно характерные для формации слабый и неравномерный в разных участках метаморфизм пород и наличие пликативных структур, ориентированных в северо-западном направлении с волнообразным изгибанием осей складок. Сравнительно интенсивный дислокационный метаморфизм и рассланцовка характерны для пород этой же формации в районе с. Чибита, уже по юго-восточной окраине погрузившегося боратальского горста.

Ниже р. Айгулак по р. Чуе, т. е. в периферической юго-западной части зоны начинаются известковистые песчаники, сланцы и известняки ч у й с к о й ф о р м а ц и и верхнего силура, продолжающиеся отсюда до самого устья р. Чуп.

Также по южной окраине зоны по долине р. Чаган-узуна развита о д н о и м е н н а я ф о р м а ц и я серых и черных глинистых сланцев и мергелей с фауной нижнего или с р е д н е г о д е в о н а. Эта формация окаймляет с юга боратальский горст, отделяясь от него дизъюнктивным нарушением. Отсюда эта формация, очевидно, протягивается под четвертичным покровом Чуйской степи в район р. Тобожка и Кокури, где она развита на обширной площади.

По западной окраине Чуйской степи развита красноцветная порфирито-во-песчаниковая толща верхнего девона, окаймляющая здесь восточную границу горста. Состав этой сложной пирогенно-осадочной толщи подробно описан выше в разделе III. Продолжение этой толщи на восток мы находим в низовьях р. Кокури, а на запад она в узких длинных клиньях, зажатых в зоне надвига, тянется в Курайскую степь и в район Ак-ташского м-ния. Та же, вероятно, толща развита по долине р. Чуи ниже с. Чибит на отрезке Бельгебаш — Ярбалык, отличаясь здесь интенсивной дислоцированностью и заметной рассланцовкой.

Наконец, наиболее юной из формаций палеозоя в пределах изученной части зоны является эпиконтинентальная толща пермокарбона. Клинья последнего зажаты, вероятно, вдоль одного из наиболее мощных разломов. Они вытянуты по одной линии. Наиболее крупным из них является клин в северо-восточной окраине Курайской степи. Восточнее его пермокарбона

пока не обнаружено. Затем породы пермокарбона обнажаются из-под моренного покрова в одном месте в северо-западном углу Курайской степи. Ряд очень небольших по размерам клиньев этой формации установлен нами в окрестностях Ак-ташского м-ния, и, наконец, на протяжении той же линии на северо-запад пермокарбон в виде узкой полосы (грабена) прослеживается по северному склону хребта, окаймляющего с юга котловину оз. Сарулу-куль. Состав его повсюду очень однообразен: конгломераты, песчаники с растительными остатками, кое-где тонкие прослои угля, вернее, углистого сланца и в одном случае — известняк с морской фауной нижнего карбона. Над продуктивной толщей залегают красноцветные песчаники, сланцы и красноцветные эффузивы.

Остается указать на широкое распространение в районе рыхлых третичных и четвертичных образований, причем среди последних на карте выделены моренные и аллювиальные толщи. Это широкое развитие рыхлых толщ в трех участках, — в Чуйской степи, в Курайской степи и в котловине оз. Сарулу-куль, — весьма затрудняет детализацию изучения ртутной зоны и поиски новых месторождений в ее пределах.

Из карты видно, что интрузивные формации в строении района принимают очень незначительное участие. Можно сказать, что интрузии в нашем районе подчинены осадочным формациям. Можно выделить интрузию древних кембрийских гипербазитов, большой массив которых имеется в районе Чаган-узуна, и мелкие линейные тела в окрестностях Ак-таша. Затем, отчетливо выделяется, вероятно, каледонская интрузия диоритов, мелкие массивы которой приурочены почти исключительно к полю распространения курайской формации. Наконец, имеются секущие девон, видимо варисцийские, граниты. Интересные катаклазированные граниты затерты в зоне разлома вместе с клиньями пермокарбона, причем в одном случае последний лежит на граните. Неясно положение гранитов в метаморфических толщах, гнейсов и сланцев ак-ташского надвига.

Весьма важный вопрос о тектонической структуре ртутной зоны, за недостаточностью детальных наблюдений, пока может быть представлен лишь в общей схеме. Оставляя освещение этого вопроса до специального исследования, отметим, что повсеместно от Чаган-узуна до оз. Сарулу-куль происходили перемещения масс с северо-востока в сторону боратальского горста, в результате которых возникла сложная структура чешуйчатых надвигов, структура фиксирована на карте в виде выпуклых к юго-западу плавных дуг общего северо-западного простирания, сменяющегося в восточной части зоны на широтное. Как уже было замечено, эти разломы, несомненно, были заложены еще в палеозое, но подновлялись много раз, и последние крупные подвижки, с которыми связано ртутное оруденение, произошли, видимо, в альпийское время. Больше того, отголоски этих подвижек-надвигов возобновлялись и в продолжение четвертичного периода, о чем

свидетельствует установленный нами в 1935 г. факт надвига на морену. Кроме надвигов, в строении зоны принимают участие и радиальные разломы типа сбросов, в частности, поперечные сбросы северо-восточного простирания, фиксирующие погружение разбитого этими разломами боратальского горста.

ПРОЯВЛЕНИЕ РТУТНОГО ОРУДЕНЕНИЯ ВДОЛЬ РУДНОЙ ЗОНЫ

Степень изученности алтайской зоны ртутного оруденения в различных участках неравномерна. Лучше всего изучена она в ближайших окрестностях месторождений Чаган-узуна и Ак-таша. Сравнительно хорошо исследован промежуток между этими месторождениями, представляющими собой отрезок общим протяжением в 60—70 км. Значительно слабее освещено восточное продолжение зоны; только еще намечается продолжение зоны к северо-западу от Ак-таша.

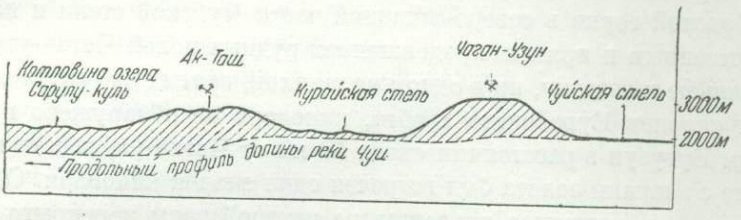
На изученном отрезке нам известны пока два месторождения ртути.[1] Наблюдения над характером оруденения показывают, что ртутное оруденение весьма неравномерно, что концентрация киновари зависит от совокупности ряда причин и что нельзя ожидать непрерывной на десятки километров равномерно оруденелой полосы. Оруденение отчетливо локализуется в рудных узлах, образуя сложные месторождения: отдельные рудные поля, линзы, столбы или гнезда и т. д.

Нет никаких оснований думать, что, кроме известных уже месторождений, в пределах прослеженной части зоны нет и не будет открыто новых рудных точек. Наличие признаков оруденения в виде киновари, присутствующей в составе шлихов многих речек, пересекающих рудную зону, наличие благоприятных тектонических структур и т. д. — все говорит в пользу возможности новых открытий.

Однако, есть основания думать, что в пределах прослеженного уже участка рудной зоны, т. е. в промежутке Чаган-узун — Ак-таш и к востоку от Чаган-узуна возможности новых крупных открытий в значительной степени сужены. Дело в том, что на этом участке в промежутке между Ак-ташем и Чаган-узуном имеется глубокая депрессия Курайской степи, заполненная моренными и перемытыми флювио-гляциальными отложениями. К востоку от Чаган-узуна начинается вторая депрессия Чуйской степи. Повидимому, не случайно оба известные нам месторождения расположены на значительной абсолютной высоте (Чаган-узун на высоте около 3000 м и Ак-таш — 2500 м) на вершинах горных массивов, уцелевших от денудации. Можно предположить, что эта высота контролировалась какой-то денудационной поверхностью континента, существовавшей в момент рудообразования. Общеизвестно, что вертикальное распространение ртутных руд

[1] В настоящее время открыто еще третье — Курайское м-ние.

ограничено. Линдгрен указывает, что в большинстве ртутных месторождений на глубине 300 м руды становятся бедными. Наблюдения в Чаган-узунском районе как будто не противоречат этому положению. В таком случае, можно предположить, что глубоко прошедшая в Горном Алтае эрозия (относительные превышения до 1500 м) уже уничтожила ртутные месторождения повсюду, кроме сохранившихся вдоль ртутного пояса высоких горных массивов. Отсюда — поисковый критерий. Наибольшим успехом, очевидно, должны увенчаться поиски, сосредоточенные на вершинах гор, конечно, в пределах ртутного пояса и при прочих равных условиях.



Фиг. 23. Схема развернутого продольного профиля вдоль ртутной зоны Алтая.

Приведенные соображения не учитывают одного фактора: послерудной тектоники и новейших подвижек. Последние несомненно имели место в этом районе, и необходимо иметь в виду при всех теоретических построениях внесенные ими коррективы в пространственное распределение рудных месторождений.

Возможность новых крупных открытий в пределах прослеженного участка рудной полосы в сильной степени ограничена широким развитием рыхлых отложений в депрессиях Чуйской и Курайской степей и впадины оз. Саралукуль. На фиг. 23 приведена схема развернутого продольного профиля вдоль прослеженной части ртутного пояса.

Среди рыхлых отложений в Чуйской степи имеются мощные третичные толщи песков, глин с бурыми углями и не менее мощные толщи галечников. В Курайской степи только кое-где группы сопок возвышаются из-под покрова флювио-гляциальных отложений. Северные окраины степи прикрыты мощными моренами ледников, спускавшихся из троговых долин Таджелу и Артулук с южных склонов Курайского хребта. Наконец, впадина оз. Сарулу-куль также заполнена моренами и, кроме того, заболочена.

Для геоморфологии района представляет большой интерес то, что все перечисленные депрессии обладают каким-то одним общим уровнем, не зависящим от эрозионной деятельности системы р. Чуи.

РТУТНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В ПРОСЛЕЖЕННОЙ ЧАСТИ ЗОНЫ

Как известно, прослеженной по простиранию можно считать полосу, примерно от меридиана с. Кош-агач в Чуйской степи на востоке до котловины оз. Сарулу-куль на западе. Этот участок зоны естественно делится на три части: 1) восточную — к востоку от Чаган-узуна, 2) промежуток между Чаган-узуном и Ак-ташем и 3) западную — к северо-западу от Ак-таша.

В пределах восточного участка, к востоку от Чаган-узунского м-ния, несмотря на тщательные поиски, киноварь шлиховым анализом обнаружена только в двух местах. Одна из точек с киноварью расположена у так называемой Красной горки в северо-западной части Чуйской степи и является непосредственным и прямым продолжением рудных полей Чаган-узунского м-ния. Дальше к востоку, ни в одном из шлихов, взятых из рек, стекающих с южных склонов Курайского хребта, киновари не обнаружено и только в русле р. Бугузун в расстоянии около 50 км от Чаган-узуна в одном случае вместе с знаками золота был встречен один значок киновари. Создается впечатление, что восточное продолжение ртутной зоны перекрыто рыхлой толщей Чуйской степи и недоступно для поисков. Можно думать, однако, что ртутная зона все же продолжается на восток от Чаган-узуна, совпадая в общем с южным подножием Курайского хребта. Киноварь не попадает в шлихи, вероятно, потому, что реки пересекают рудную зону, уже выходя в степь, где наблюдается не донный размыв, а отложение конусов выноса. Последние, сливаясь друг с другом, образуют шлейф поднятия хребта, под которым, очевидно, и скрыто восточное продолжение ртутной зоны. Настойчиво циркулирующие в районе слухи о находках то киновари, то каких то растворимых ртутных руд в горах за Чуйской степью на границе с Монголией позволяют думать, что продолжение ртутной зоны еще удастся обнаружить при дальнейших рационально направленных поисковых работах.

Гораздо отчетливее прослеживается ртутное оруденение в промежутке между Чаган-узуном и Ак-ташским м-нием. Киноварь в шлихах найдена в речках, перемывающих рыхлые отложения Курайской степи. Затем в небольшом количестве и в мелких зернах, она повсеместно обнаруживается в русле рч. Курайки, ключа Артулук и ключа Таджелу, впадающих справа в р. Чую и берущих начало на южных склонах хребта, ограничивающего с севера Курайскую степь. По геологическому строению этот район является аналогом и прямым продолжением района Ак-ташского м-ния. Связь ртутного оруденения с общей зоной разломов совершенно очевидна. Линия основного ак-ташского надвига прослеживается по хребту непрерывно до глубокой поперечной долины р. Курай, но судя по тому, что шлихи в этом районе хотя и повсеместно содержат киноварь, но нигде

не показывают ее высокой концентрации, а настойчивые поиски источников обогащения не дают пока результатов в виде находки коренного месторождения, можно высказать предположение, что в этом участке с основной линией ак-ташского надвига связано бедное, рассеянное оруденение типа вкрапленников, не достигающее нигде той высокой концентрации, примеры которой мы видим в случае Ак-таша и Чаган-узуна.[1] Известно, что ртутное оруденение пространственно приурочено не к одной линии главного ак-ташского надвига, а проявляется в той или иной степени по многим из параллельных линий разлома. Учитывая это и анализируя конфигурацию разломов, участвующих в строении тектонической зоны, можно предположить, что на участке Курайской степи основная рудная полоса совпадает не с главным надвигом, а с линией, по которой затерты клинья девона и пермокарбона, т. е. направляется значительно южнее и, к сожалению, почти повсеместно перекрыта моренами и рыхлой толщей Курайской степи.[2] Более благоприятна обстановка к северо-западу от последней, в районе вершин р. Таджелу и в промежутке между этой речкой и р. Ярлу-айры. Здесь мы имеем краевую часть моренного поля. В рытвинах и руслах ключей из-под морены обнажаются силлурийские известняки и пермокарбоновые песчаники. Основные линии разломов здесь, очевидно, сближаются и достигают

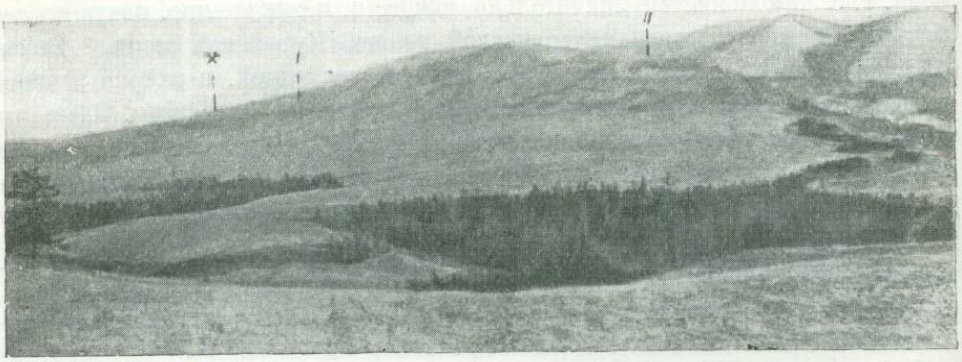
[1] В настоящее время выяснилось, что это не совсем так. В 1936 г. партией Зап.-Сиб. Отделения Союзредметразведки (инж. А. С. Мухин) на южном склоне Курайского хребта в долине ключа Артулук, т. е. в промежутке между Чаган-узунским и Ак-ташским м-ниями было открыто новое ртутное месторождение, названное Курайским. Это месторождение расположено в пределах той же общей тектонической и рудной зоны. Геологическое строение его весьма близко напоминает строение Ак-ташского м-ния. Месторождение приурочено к зоне дизъюнктивов, отделяющих метаморфизованные толщи сланцев и эффузивов главного ак-ташского надвига от песчаников курайской формации силура. В отличие от Ак-таша вмещающими руды породами здесь являются не известняки (которых здесь нет), а песчаники и каледонские диориты лежачего крыла надвига. В связи с иным литологическим составом иначе проявляется и минерализация: оруденение локализовано в узких полосах или рудных зонах, трещинах, сложного петельчатого строения. Нередко встречаются жилки чистой киновари, выполняющей трещины. Мощность и простирание этих жилок, однако обычно невелики. Кроме киновари встречается антимонит, сопровождаемый обычными сурьмяными охрами. Месторождение еще не разведано, причем разведка затруднена наличием осыпей мелкой щебенки, схваченной мерзлотой. В транспортном и экономическом отношениях Курайское м-ние расположено значительно удобнее нежели Ак-ташское и, тем более, Чаган-узунское. Отс. Курай на Чуйском тракте его отделяет расстояние всего в 9 км, из которых 6—6.5 приходится на степь, а остальной участок пути легко может быть приспособлен для гужевого или даже автомобильного транспорта.

[2] Как мы видели выше, это не вполне отвечает действительности. С главным надвигом и здесь связано интенсивное оруденение. Это не исключает, конечно, вероятности предположения о том, что минерализация кроме главного надвига захватила на участке Курайской степи и другие параллельные дизъюнктивы Курайской тектонической зоны.

напряжения, аналогичного району Ак-таша. В шлихах повсеместно встречается крупная киноварь. Здесь в шлихах присутствуют золото и шеелит, связанные с развитыми в этом районе каледонскими диоритами. Район расположен всего в 5—6 км к востоку от Ак-ташского м-ния, примерно на той же абсолютной высоте 2400—2500 м (фиг. 24).

Район р. Таджелу заслуживает внимания. В нем намечено провести поисково-разведочные работы, сосредоточив основное внимание на районе безымянных ключей между Таджелу и Ярлу-айры и охватив легкими поисками весь южный склон Курайского хребта и северную окраину степи. [1]

В ближайших окрестностях Ак-ташского м-ния киноварь была неоднократно встречена и в коренных породах и в свалах, не говоря уже о шлихах,



Фиг. 24. Панорама Курайского хребта между Ак-ташем и Чаган-узуном. (Фото В. Кузнецова).

I — троги Таджелу, *II* — троги Артулук.

где она, в том или ином количестве, встречается повсеместно. В частности, интересные находки были сделаны в расстоянии около 1.5 км к западу от Ак-ташского м-ния. В этом участке имеется ряд параллельных логов, пересекающих поперек ту самую полосу известняков, которая в ак-ташском участке лежит под собственно рудными известняками, будучи отделена от них горизонтом песчаников. На ак-ташском участке, в тех же самых известняках, киноварь встречается весьма редко в виде мелкой и тонкой вкрапленности. Только по соседству с клином пермокарбона наблюдались более значительные, хотя и непромышленные скопления. В описываемом участке параллельных Ак-ташу безымянных логов, в этих известняках, образующих ядро

[1] Работами 1936 г. район рч. Таджелу и ключа Боратал не был освещен с достаточной детальностью и продолжает оставаться объектом дальнейших поисков. Не менее интересным, по данным истекшего года, является район южных склонов Курайского хребта к востоку от Курая и, в частности, участок рч. Кизыл-таш, в аллювиальных шлихах которой встречается обильная киноварь.

антиклинальной складки, наблюдается оруденение того же типа вкрапленников, но в большем масштабе и большей интенсивности. Можно сказать, что киноварь встречается повсюду в известняках обычно в виде мельчайших вкрапленников, редко достигающих 12 мм. В этом же участке в свалах были найдены неокатанные обломки тектонической известняковой брекчии с обильными и крупными скоплениями киновари. Можно думать, что среди равномерной и в общем бедной вкрапленности в дальнейшем удастся выделить и оконтурить участки с повышенным содержанием киновари, не говоря уже о возможности находок богатых гнезд и линз руд типа рудных брекчий и жил. Во всяком случае описанный участок заслуживает детальных поисков и разведки.

Дальше на северо-запад киновари в коренных выходах не было найдено, хотя шлихи из р. Корумду-айры повсюду показывают ее присутствие. Надо думать, что источником обогащения шлихов является тонкая и редкая вкрапленность киновари в известняках, полоса которых прослеживается непрерывно до ущелья р. Чибита. В ущелье Чибита в одной точке в этих известняках была обнаружена мелкая вкрапленность киновари. Эта точка расположена на правом борту узкой и глубокой долины р. Чибита, там, где по нему спускается вниз к мосту вьючная тропа так называемого Улаганского тракта. В известияках здесь наблюдаются многочисленные зоны брекчий и жилы крупнокристаллического кальцита. С поверхности известняки ярко окрашены в ржаво-красный цвет. Довольно тщательный осмотр коренных обнажений не привел к новым находкам киновари, хотя несомненно, что вкрапленность, а может быть и более крупные скопления киновари, здесь имеют более широкое распространение, судя по тому, что в шлихах р. Чибит ниже по течению киноварь встречается в значительном количестве. Отрезок между рр. Корумду-айры и Чибитом и борта долины Чибита еще недостаточно детально осмотрены, чтобы дать исчерпывающее заключение о возможностях этого района, но признаки оруденения здесь весьма отчетливы и этот участок заслуживает продолжения поисковых работ.

ПРОДОЛЖЕНИЕ РТУТНОЙ ЗОНЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ ДАЛЬНЕЙШИХ ПОИСКОВ

За озером Чубек-куль зона оруденения детально еще не прослежена. Структура района позволяет предполагать два варианта дальнейшего направления зоны. Возможно, что оно будет совпадать с линией так называемого «Чулындашского сброса», т. е. прямого продолжения того разлома, в котором зажаты пермокарбон и гранитные тела. Этот разлом здесь, как будто, по диагонали пересекает боратальский горст и затем окаймляет его с юго-запада. Отдельные находки киновари в шлихах на р. Есконго и безымянной речке, впадающей в оз. Сарулу-куль, могут явиться подтверждением

этого предположения. Однако возможно так же случайное появление киновари в этих точках за счет перемытых древних морен. Система параллельных дизъюнктивов Бельгебаша, очевидно, также минерализована. Во всяком случае, в шлихах Бельгебаша киноварь кое-где присутствует. Источник ее, однако, найти не удалось, и можно предположить, что здесь мы снова имеем случай рассеянного трудноуловимого оруденения типа вкрапленников. Вкрапленники киновари легко различаются в белых известняках, но в темноокрашенных песчаниках или сланцах ее установить в поле очень трудно. Продолжение поисков в районе Бельгебаша желательно, хотя по нашим представлениям, этот район не особенно перспективен.

Киноварь в шлихах встречается и западнее Бельгебаша по речкам Ярбалык, Айгулак и Садаклар, правым притокам р. Чуи. Здесь она известна еще со времен Чихачева. Однако проведенные в 1935 г. под руководством геолога А. С. Мухина довольно детальные поиски в этом районе не привели к открытию коренного месторождения. В шлихах киноварь встречается сравнительно редко в очень мелких зернах и в ничтожном количестве. Можно думать, что источником киновари явилось рассеянное бедное оруденение типа вкрапленников, трудно уловимое в поле. Район приурочен к периферической части пояса ртутных месторождений.

Наиболее интересным, пожалуй, будет все та же северо-восточная окраина боратальского горста. Сразу на северо-запад от оз. Чубек-куль степень обнаженности района и широкое развитие здесь мощных моренных толщ, к сожалению, почти исключают возможность успеха поисков.

Несколько лучше обнаженность далее к северу, где реки глубже врезаны в древнее моренное плато. В русле рч. Кара-куджур ниже точки пересечения границы горста в шлихе уже встречается киноварь. По нашим наблюдениям и по данным Н. Л. Бубличенко (1931), северо-восточная граница боратальских известняков имеет и здесь явно тектонический характер, причем в долине Кадрина наблюдается мощная зона раздробления с блоками затертых в ней пород чуждых формаций. Сюда, по нашему мнению, нужно направить дальнейшие работы по изучению и прослеживанию северо-западного продолжения ртутной зоны Юго-восточного Алтая. Судя по отмеченным разными лицами и в разное время спорадическим находкам, которые сейчас в связи с составлением шлиховой карты Западной Сибири удалось систематизировать, киноварь встречалась в северо-западном направлении — в истоках Кадрина и в системах Чемала и Эликманара. Геологическая структура этого района, судя по имеющимся данным и картам, обладает сходством с структурой изученной части ртутной зоны. В частности, намечается продолжение на северо-запад полосы древних боратальских известняков, т. е. горста, являющегося, по нашему представлению, основным элементом тектонической структуры ртутной зоны.

Таким образом, направление дальнейших перспективных работ намечается довольно отчетливо. Предполагалось, что зона оруденения от Чаган-узуна направляется, примерно, по долине р. Чуи прямо на запад, а затем уходит куда-то в Теректинский хребет Центрального Алтая, где, по заявкам жителей, встречались ртутные руды. Как мы видим, в результате работ 1935 г. пришлось внести существенные коррективы в схему, навеянную существенно конфигурацией юных альпийских дизъюнктивов на карте Алтая В. П. Нехорошева (1932). Заявка на ртуть в Теректинском хребте в окрестностях с. Катанды, как это было выяснено на месте путем опроса местных жителей и проведения поисков с шлиховым опробованием, не подтвердилась и никаких следов ртутного оруденения в Теректинском хребте не обнаружено.

Итак, необходимо осветить поисками полосу, пересекающую верховья рр. Кадрина, Сумульты, Чемала и других правых притоков р. Катуни с тем, чтобы выйти в долину р. Катуни в районе с. Чемала.[1] Успех поисков и открытие новых ртутных месторождений в пределах намечающейся полосы и особенно в легкодоступной и обжитой ее части в Чемальском районе будет иметь громадное значение, увеличивая перспективы промышленного освоения ртутных месторождений Алтая в целом и позволит, быть может, по-новому решать ртутную проблему Союза.

ПРОБЛЕМА КОМПЛЕКСНОГО ОСВОЕНИЯ НЕДР РАЙОНА

В пределах охваченного нашими исследователями обширного района имеется немало точек, где, по прежним данным, констатировано наличие полезных ископаемых, в частности бурого угля, меди и железа. В итоге наших работ удалось открыть новые точки с признаками золото-вольфрамового и хромитового оруденения. Практическое значение большинства из этих точек стоит под вопросом и в некоторых случаях явно невелико. Необходимо, однако, подчеркнуть, что некоторые из мелких и неимеющих самостоятельного практического значения месторождений могут приобрести таковое впоследствии в комплексе с другими и, особенно, в связи с возможным промышленным освоением ртутных месторождений Ойротии. Промыш-

[1] Такие перспективные поисковые работы были организованы и проведены одной из партий Зап.-Сиб. отделения Союзредметразведки в истекшем 1936 г. В результате, киноварь в шлихах была обнаружена в целом ряде новых пунктов в системах рр. Кадрина, Чулындаша, верховий рр. Сумульты и Чемала. В ряде случаев, при сопоставлении данных шлихового анализа с геологической основой района, отчетливо намечается связь киновари в шлихах с продолжением и чулындашского сброса и кадринского надвига. К сожалению, исследования носили характер беглого маршрута и не дали положительного результата в смысле открытия новых коренных месторождений киновари. Остался неясным и вопрос о направлении и структуре северо-западного продолжения Курайской рудной зоны.

ленное строительство в районе в корне изменит его экономику, потянет за собой транспорт и призовет к жизни мелкие и не имеющие самостоятельного промышленного значения месторождения, вызвав необходимость их переоценки.

Не перечисляя всех точек с признаками медного и железного оруденения и отсылая интересующихся к статье Н. Н. Горностаева (1931), давшего в свое время их исчерпывающую характеристику, отметим как наиболее важное Чибитское меднорудное м-ние, расположенное в 10 км от сел. Чибит в хороших транспортных условиях. Возможные запасы меди, по подсчету М. А. Жеромского (1931), могут измеряться цифрой порядка 5000 т. Чибитское м-ние расположено недалеко (5—6 км) от Ак-ташского ртутного м-ния, что повышает его возможную практическую ценность.

Затем следует указать на Кош-агачское м-ние бурого угля, расположенное в 8—9 км к северу от сел. Кош-агач в Чуйской степи. Месторождение не разведано. За последние годы оно в небольшом масштабе эксплоатируется местными организациями для местных нужд. Для проектируемого чаган-узунского ртутного предприятия оно, возможно, будет служить источником топлива и заслуживает серьезного внимания. Подобные месторождения бурого угля известны и в непосредственной близости к Чаган-узуну.[1]

В связи с обнаружением нами в пермокарбоновой эпиконтинтальной толще угленосных отложений и даже тонких прослойков настоящего каменного угля ставится проблема ревизии пермокарбоновых отложений Юго-восточного Алтая и поисков в пределах распространения таких пластов углей рабочей мощности. В этом отношении наиболее интересными являются район северо-восточной окраины Курайской степи и район южной окраины впадины озера Сарулу-куль, где пермокарбон развит на значительной площади. Доступность обоих районов и особенно Курайской степи позволит легко освоить даже мелкие месторождения.

Наконец, из интересных находок последних лет укажем на золото, шеелит и хромит.

З о л о т о, как это видно из карты шлихов, встречалось в шлихах не раз, но обычно в мелких зернах, обнаруживаемых только при помощи бинокулярной лупы. Интересно, что зерна золота обычно не окатаны и, видимо, мѣстного происхождения, в частности дендритовидное золото встречено в шлихе с рч. Квадру. Практическое значение этих находок в связи с очень небольшим содержанием золота в шлихе невелико. Наиболее интересна находка золота в сравнительно крупных зернах совместно с шеелитом в районе рч. Таджелу по соседству с Ак-ташским месторождением. Шеелит

[1] Зап.-Сиб. отделение Союзредметразведки уже встало на путь комплексного изучения района и в 1936 г. начало поиски и разведку буроугольных месторождений, попутно проводит поиски на золото-вольфрамовое оруденение района и т. д.

в некоторых случаях преобладает в тяжелой фракции шлиха. Судя по тому, что и шеелит и золото не носят следов механической обработки, учитывая топографию местности и геологическую обстановку района, можно думать, что не трудно будет обнаружить и коренные месторождения, источники золота и шеелита в россыпи, причем вероятнее всего это будут кварцевые жилы. Установление этого нового для Горного Алтая типа оруденения вызывает большой теоретический интерес, а возможное обнаружение коренных месторождений будет иметь серьезное практическое значение, тем более, что этот рудный участок расположен рядом с Ак-ташем и может быть легко освоен. Наконец, на водоразделе Ак-таш — Корумду-айры, в контакте расположенного здесь линейного тела серпентинитов с кальк-арениттами, имеются мелкие месторождения хромистого железняка, обнаруженные нами во время работ в 1935 г. Практического самостоятельного значения они не имеют, но возможность их попутной эксплоатации в дальнейшем, при условии промышленного освоения ртутных месторождений района, не исключена.

VI. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В итоге двухлетних поисково-разведочных работ, произведенных партиями Зап.-Сиб. отделения Союзредметразведки в пределах юго-восточной части Горного Алтая установлено, что известное и прежде в этом районе ртутное оруденение имеет значительно более широкое распространение, нежели это предполагалось ранее. Установлено, что ртутное оруденение здесь локально и генетически связано с одной из наиболее мощных зон разломов Алтая, а именно: с курайской зоной дизъюнктивов. В исследованной части этой зоны известны два серьезных ртутных месторождения— Чаганузунское и открытое в 1935 г. — Ак-ташское.[1] Ряд признаков ртутного оруденения в виде бедной вкрапленности киновари или присутствия киновари в составе шлиха в речках, пересекающих рудную зону, намечает ее продолжение и за исследованные уже ее пределы. Таким образом, намечается обширный и перспективный район, заслуживающий продолжения поисковых работ.

Известными нам месторождениями, видимо, не ограничиваются рудные возможности Горного Алтая, и вполне вероятно, что в результате осуществляющихся сейчас на продолжении ртутной зоны поисков, будут открыты новые, не менее интересные ртутные месторождения. Ртутные месторождения Горного Алтая по своим размерам и качеству руд выгодно выделяются среди большинства известных ртутных месторождений Союза и значительно увеличивают сырьевые ресурсы нашей ртутной промышленности. Несмотря на то, что они расположены в отдаленном, высокогорном

[1] В 1936 г. открыто третье — Курайское, о котором см. примечание выше.

и слабо освоенном районе страны, месторождения Горного Алтая находятся в сравнительно благоприятных экономических и, в частности, транспортных условиях.

ЛИТЕРАТУРА

Берлинг А. М., Константов С. З., Лихарева М. И. Ртуть. Обзор минеральных ресурсов СССР, вып. 37, 1927.

Боровская Т. Б. и Щербаков Д. И. Ртуть. Тр. Памирской экспедиции Акад. Наук СССР, 1930.

Бубличенко Н. Л. Геологическая съемка Горного Алтая. Планшет XI-6. Отчет за 1931 г., Томск.

Вуколов А. Н. Отчет о работах чаган-узунской геол.-развед. партии за 1935 г., Томск.

Горностаев Н. Н. О месторождениях полезных ископаемых Горн. Алтая. Изв. Зап.-Сиб. ГРУ, т. 11, вып. 2, 1931.

Горностаев Н. Н. Геологическое строение Горн. Алтая, Томск.

Горностаев Н. Н. Ртуть в Западной Сибири. Полезные ископаемые Зап.-Сиб. края, т. I, 1934.

Жеромский М. А. Геология и генезис Чибитского меднорудного м-ния в Горн. Алтае, Томск, 1931.

Кузнецов В. А. Новые данные о геологии Западного Саяна. Вестн. Зап.-Сиб. геолтреста, вып. 3, 1934.

Кузнецов В. А. Чаган-узунское ртутное м-ние на Алтае. Вестн. Зап.-Сиб. геолтреста, вып. 5, 1934.

Кузнецов В. А. Геологическое строение Чаган-узунского ртутного м-ния в Юго-восточном Алтае. Томск, 1934.

Кузнецов В. А. Ртутные м-ния Ойротии. Доклад на Ойротской сессии СОПС, Акад. Наук, 1935.

Кузнецов В. А. Признаки золото-вольфрамового оруденения в Горном Алтае. Вестн. Зап.-Сиб. геолтреста, № 1, 1936.

Кузнецов В. А. и Митропольский А. С. Геологическое строение Коргонского хребта на Алтае, Томск, 1931.

Кузнецов В. А. и Митропольский А. С. Геологическое строение Ак-ташского ртутного м-ния в Юго-восточном Алтае, Томск, 1935.

Кузнецов В. А. и Мухин А. С. Новое месторождение ртути в Горном Алтае. Вестн. Зап.-Сиб. геолтреста, вып. 1, 1936.

Митропольский А. С. Отчет о поисковых работах в верховьях р. Аргут, Томск, 1934.

Митропольский А. С. и Кузнецов В. А. Алтае-Салаирская ртутная зона. Вестн. Зап.-Сиб. геолтреста, вып. 1, 1936.

Молчанов И. А. Ойротские м-ния ртути и их значение в разрешении ртутной проблемы СССР, Томск, 1935.

Нехорошев В. П. Новые данные для стратиграфии Горного Алтая. Вестн. Геол. ком., вып. 4., 1925.

Нехорошев В. П. Тектоника и рельеф Русского Алтая. Геол. вестн., т. 5, вып. 1—3, 1926.

Нехорошев В. П. Проявление альпийской дислокации на Алтае, Вестн. Геол. ком., т. 46, вып. 2, 1927.

Нехорошев В. П. Кембрий и докембрий в Горном Алтае, Вестн. Геол. ком., вып. 1, 1927.

Нехорошев В. П. О некоторых новых и малоизвестных полезных ископаемых в Горном Алтае. Изв. ГГРУ, т. 49, вып. 6, 1930.

Нехорошев В. П. Материалы по геологии Горного Алтая. Тр. ВГРО, вып. 177, 1932.

Геологический очерк Алтая. Изд. Акад. Наук СССР, 1932.

Обручев В. А. Алтайские этюды, т. I. Заметки о следах древнего оледенения в Русском Алтае. Землеведение, кн. 4, 1914.

Обручев В. А. Алтайские этюды, т. 2. О тектонике Русского Алтая. Землеведение, т. III, 1915.

Обручев В. А. История геологического исследования Сибири, тт. I и II. Изд. Акад. Наук СССР.

Потебня А. С. Отчет о геологических исследованиях 1930 г. в Чуйских Альпах на Алтае, Томск, 1931.

Поярков В. Э. Подсчет запасов по Хайдарканскому ртутно-сурьмяному м-нию. М., 1935.

Радугин К. В. Чемальский лист Алтая. Зап.-Сиб. геолтрест, Томск, 1930.

Радугин К. В. К геологии планшета XI-8 3-верстной съемки Алтая. Томск, Зап.-Сиб. геолтрест, 1932.

Русаков М. П. О некоторых малых ртутных месторождениях и рудниках в штатах Невады и Калифорнии США. Отчет о командировке в США в 1930—1931 г.

Сапожников В. В. Пути по Русскому Алтаю. Томск, 1912.

Сауков А. А. Хайдарканское ртутно-сурьмяное месторождение. Тр. Памирской экспедиции Акад. Наук, т. III, 1930.

Сауков А. А. О ртутных месторождениях Ойротии. Доклад Ойротскому Облисполкому 15/IX 1935 г.

Смирнова Н. Н. Отчет о работах 1932 г. Томск, Зап.-Сиб. геолтрест.

Татаринов П. М., Кузнецов В. А. и Филатов К. С. Геологические исследования в р-не Ак-товракского м-ния асбеста в верховьях р. Енисея. Тр. ЦНИГРИ, вып. 13, 1934.

Усов М. А. Новые данные 1935 г. по геологии Западно-Сибирского края. Вестн. Зап.-Сиб. геолтреста, вып. 6, 1935.

Хахлов В. А. Остатки пермо-карбоновой флоры на Алтае. Матер. по геол. Зап.-Сиб. края, вып. 4, 1933.

Шахов Ф. Н. Геологические исследования на Юго-восточном Алтае в р-не среднего течения р. Аргут. Матер. по геол. Зап.-Сиб. края, вып. 5, 1933.

Шахов Ф. Н. Материалы к геологии месторождений вольфрама и бериллия на Алтае. Проблемы советской геологии, т. IV, вып. 9, 1934.

А. Д. КАЛЕНОВ

ГЕОЛОГИЯ И РУДОНОСНОСТЬ РАЙОНА ВИСМУТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОСТОЧНОГО КАРА-МАЗАРА

ВВЕДЕНИЕ

На территории СССР известно большое число месторождений, руды которых содержат висмут. Однако низкое процентное содержание названного металла и ограниченные запасы его не позволили ни одно из них использовать как промышленный объект. Единственная пробная выплавка металлического висмута была осуществлена в 1918—1919 гг. К. А. Ненадкевичем из руд и концентратов Забайкалья. В Средней Азии висмут, кроме восточного Кара-мазара, встречается в рудах месторождений Брич-мулла, Устара-сай, Чипташ, Учимчак.

В 1932 и 1933 гг. определилось промышленное значение Адрасманского висмутового м-ния. Рост запасов висмута с разведкой последнего и находки ряда висмутовых месторождений вблизи него показали необходимость тщательных ревизионных поисков в восточном Кара-мазаре. В результате, летом 1934 г. при выполнении указанной задачи автором, руководившим работами адрасманской поисковой партии среднеазиатского отделения Союзредметразведки, в процессе поисков и геологической съемки был обнаружен целый ряд новых висмутовых месторождений: Джелтимас, Асказан, Коктерек и др. Эти открытия значительно расширили границу висмутоносной площади и утвердили положение о наличии в Кара-мазаре значительной и пока единственной в СССР висмутовой провинции. Поставив своей задачей дать характеристику геологии и металлогении района распространения своеобразного висмутового оруденения, автор в описательной части останавливается лишь на наиболее крупных и типичных из 19 висмутовых месторождений, известных в настоящее время в восточном Кара-мазаре.

Для всесторонней характеристики различных генетических типов месторождений автором в весьма сокращенном виде приводится описание Адрасмана, главным образом, по материалам Н. Д. Морозова, и Мараз-булака, по данным В. П. Шаскольского. Описание свинцово-серебряных месторождений Тары-экан, Чукур-джилга, Кан-и-мансур и Джер-камар не входит в задачи настоящей статьи. Геолого-разведочные работы на наиболее крупных месторождениях продолжаются. Несомненно, что они внесут значи-

тельные коррективы в некоторые заключения автора. Однако, развертывание этих работ и промышленное освоение района обязывает к опубликованию собранных им и, возможно, с неодинаковой степенью глубины для отдельных частей, проработанных материалов.

Активное участие в изучении новых висмутовых месторождений приняли сотрудники партии студенты Среднеазиатского геологоразведочного института Н. Г. Сабурова, Д. Д. Мотин и Г. А. Потехин.

Особенное внимание в дальнейшем должно быть уделено тщательному изучению структуры висмутовых месторождений. Даже те структуры, которые сейчас кажутся простыми, в процессе глубоких разведок могут обнаружить ряд сложений, без знания которых не может быть осуществлено дальнейшее рациональное освоение месторождений.

I. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Восточно-карамазарский висмутовый район расположен в юго-западном Тянь-шане, на южном склоне Кураминского хребта, в пределах среднего и нижнего течения речек Кара-мазар и Долоны в 50—80 км к северо-востоку от г. Ходжента, на территории Аштского района Таджикской ССР (фиг. 1).

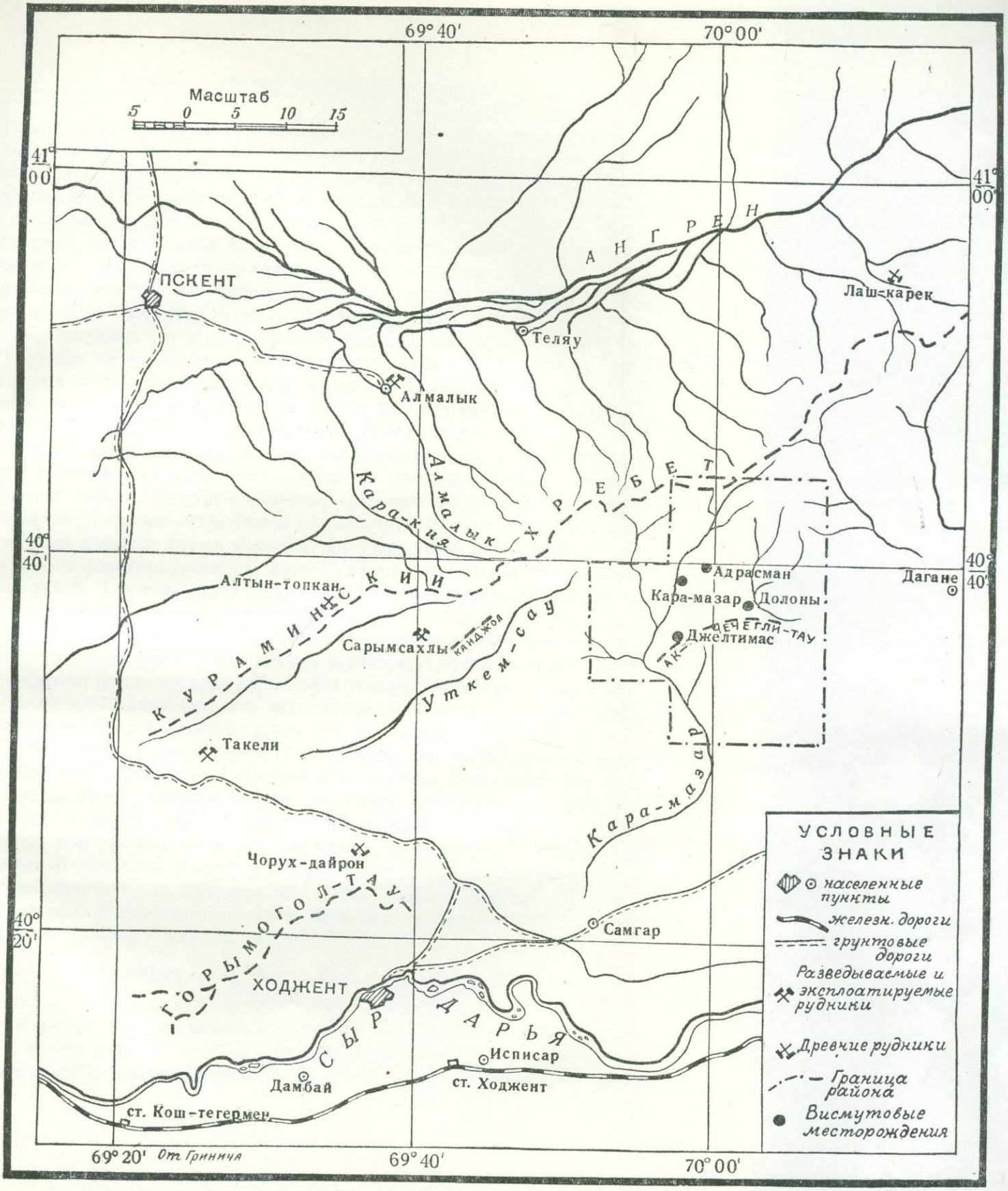
Основные элементы рельефа: Кураминский хребет, имеющий высоту от 2200—2600 м над уровнем моря, предгорный хребет Ак-чечегли-тау и расположенная между ними кушайнакская депрессия — вытянуты в широтном направлении. Их пересекают в север-северо-восточном и меридиональном направлении ущелья р. Кара-мазар и более восточной Долоны. Многочисленные притоки Кара-мазара в осевой части хребта немноговодны и завалены глыбами и валунами.

В среднем течении это — лишь мелкие горные речки с незначительным дебитом. В пределах кишлаков Кара-мазар и Долоны почти весь запас воды используется местным населением для орошения полей. В предгорьях русла рек большую часть года безводны.

Своеобразный отпечаток на геоморфологию северо-западной части восточного Кара-мазара накладывает наличие почти горизонтального Тавакского плато, окруженного серией столовых гор.

Кушайнакская тектоническая депрессия, имеющая протяжение 5 км и ширину около 2 км, располагается между средними течениями речек Кара-мазар и Долоны. Примерно, в середине этой депрессии в меридиональном направлении протягивается холмистая гряда с перевалом Кушайнак, разделяющая бассейны вышеназванных рек.

С юга депрессия ограничена хребтом Ак-чечегли-тау. Северные склоны последнего, обращенные в сторону депрессии, обладают холмистым рельефом, переходящим в мелкосопочник междугорной впадины. Южные склоны, обращенные в сторону равнины Енгиз-кара, пересечены глубокими каменистыми



Фиг. 1. Обзорная карта района висмутовых месторождений Кара-мазара.

ущельями меридионального направления и к югу постепенно выполаживаются. Южные окраины Ак-чечегли-тау, представляющие собой небольшие гряды, отделенные от основного хребта широтными долинами, постепенно сменяются равниной с обособленными на ней невысокими буграми. Осевая часть хребта имеет отметки от 1600 до 1800 м над уровнем моря. Северные склоны хребта Ак-чечегли-тау пересечены короткими (3—4 км) летом и осенью безводными саями северо-восточного направления, подчиненными кушайнакской системе. Из них наибольшими являются (с запада на восток): Ташбулак, Загзалы, Джелтимас и Ак-чечег. Более глубокие и протяженные ущелья на южном склоне — Джусалы, Коголмалы и Шорбулак имеют юго-западное направление. Весной в период таяния снегов они выносят свои воды в Кара-мазар-сай. В верховьях перечисленных саев у подножья осевой части хребта Ак-чечегли-тау расположены незначительные по дебиту родники трещинного происхождения.

Резко континентальный климат, голые водоразделы, каменистые склоны, отсутствие растительности — основные черты физико-географических условий района. В летнюю половину года небо безоблачно, температура на солнце достигает 60° С. Зимой сильный ветер сдувает с холмов и водоразделов снежный покров и заносит им узкие ущелья. В верховьях рек, в области развития гранитных пород, склоны сглажены и покрыты редкой арчей. В кушайнакской депрессии и на северных склонах Ак-чечегли-тау мелкосопочник весною покрыт травой.

Воду для технических надобностей и снабжения рабочих поселков можно получить из упомянутых речек и родников, а также из серии мелких родничков, расположенных по северной границе кушайнакской депрессии. Все же необходимо отметить недостаточность водных ресурсов района, особенно в пределах южной группы месторождений.

Близость к железной дороге (70—80 км) по автотрассе, незначительная высота месторождений (от 1400—1800 м над уровнем моря) определяет сравнительно легкую доступность. От имеющейся автомобильной магистрали можно без значительных затрат провести короткие (2—4 км) дороги к подножью всех крупных месторождений района. Строевым и крепежным лесом район не обеспечен. Население (150 хозяйств), занимающееся земледелием и скотоводством, сконцентрировано в кишлаках Кара-мазар, Долоны и Тары-экан. Районный центр — гор. Шайдан, — расположен в 30 км к востоку и соединен с кишлаками хорошей тропой.

II. ОЧЕРК СТРАТИГРАФИИ И ПЕТРОГРАФИИ ВОСТОЧНОГО КАРА-МАЗАРА

В результате геологических и геолого-разведочных работ последнего десятилетия горы Кара-мазар оказались одним из наиболее подробно исследованных районов Средней Азии. Однако из-за преобладания извер-

женных пород и отсутствия определимых палеонтологических материалов для большей части осадочных отложений остается еще немало неясных вопросов. Решая их, приходится выходить далеко за пределы Кураминского хребта.

Впервые схема геологического строения и вулканизма Кара-мазара была дана С. Ф. Машковцевым, производившим в 1925 г. десятиверстную съемку в приташкентском районе. Произведенные за последние годы в различных частях Кара-мазара геологические съемки более крупных масштабов лишь в немногих случаях детализируют и большей частью полностью подтверждают предложенную им стратиграфическую колонку. Эта колонка как основа для понимания геологического строения собственно восточного Кара-мазара приводится ниже:

	Мощность в м
1. Зеленые песчаники и филлитовые сланцы выше	100
Каледонский ороген	
2. Древние кварцевые порфиры	—
3. Аркозо-конгломератовая фация D_2, D_3	100
4. Известняки $D_3 — C_1$	800
Варисцийский ороген	
5. Гранодиориты и малые интрузии	—
6. Известняки C_2	100
7. Верхнепалеозойская порфиртуфовая толща и гипабиссальные интрузии $C_2 — C_3$	1200
Поздневарисцийская орогеническая фаза	
8. Дайки диабазового порфирита, жильных фельзитофиров и аплитпорфиров	—
9. Верхний мел — турон и сеноман. Преобладающие породы: конгломераты, песчаники, местами гипсы	30—50
10. Нижнетретичные отложения (олигоцен и эоцен). Преобладающие породы—известняки, мергели и глины	100
Альпийский ороген	
11. Верхнетретичные отложения, конгломераты и песчаники неогена не менее	400
Продолжение альпийского орогена	
12. Послетретичные отложения (холоцен, плейстоцен, постплиоцен) аллювий, пролювий, лёсс и пр.	—

В дальнейшем изложении под восточным Кара-мазаром мы будем подразумевать участок, ограниченный на севере Кураминским хребтом (40° 5′ с. ш.), на юге предгорной равниной (40° 10′ с. ш.), на западе — меридиа-

ном перевала Бура-чар (39° 31′ 40″ в. д.), на востоке перевалом Базман (39° 43′ 30″ в. д.) с площадью около 500 км².

Описываемый район сложен, главным образом, изверженными интрузивными и эффузивными породами средне- и верхнепалеозойского возраста.

Осадочные породы, встречающиеся здесь, представлены лишь «пакетами» известняков D_3—C_1 в разломах, незначительными прослойками известняков в низах эффузивной толщи и обрывками меловых и третичных глин, песчаников, известняков и гипсов. Все они занимают не более 2—3% исследованной площади.

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИЗВЕСТНЯКИ

Наиболее древними породами района являются мраморизованные и раздробленные белые и серые известняки. Они встречаются в виде вертикально ориентированных глыб («пакетов») в мощных палеозойских разломах (Баштавак, Базман, Каракен-су) и реже в виде незначительных остатков кровли, площадью до 1 га и ксенолитов, впаянных в гранодиоритовую интрузию. Последнее обстоятельство, согласно стратиграфической схеме, позволяет отнести возраст их к D_3—C_1.

КВАРЦЕВЫЕ ДИАБАЗОВЫЕ ПОРФИРИТЫ

Кварцевые диабазовые порфириты являются наиболее древними изверженными породами района. Они встречены среди гранодиоритов и малых интрузий в виде ксенолитов, размером в среднем 1×0.3 км, в низовьях Базман-сая и на северо-восточных склонах горы Узун. В последнем обнажении порфириты в контакте с гранодиоритами эпидотизированы, хлоритизированы, пронизаны жилками гематита и инъецированы мелкими апофизами микрогранита. Гранодиориты вблизи контакта насыщены ксенолитами порфиритов. На этом же склоне горы на 100 м южнее, где в гранодиориты впаян ксенолит белого мрамора, видно как трубообразные жилы порфирита прорывают последний. Это обстоятельство позволяет считать возраст порфиритов более молодым, чем известняков D_3—C_1, и более древним, чем гранодиоритов.

Макроскопически кварцевые диабазовые порфириты представляют собой плотную зеленовато-серую породу с мелкими вкрапленниками серого полевого шпата и редкими стекловатого кварца в темнозеленой афировой массе.

Под микроскопом структура породы офитовая. Удлиненно призматические кристаллы плагиоклаза при помощи измерения координат полюсов плоскости двойникового шва определяются как кислый лабрадор (№ 50). Интерстиции между лабрадором выполнены моноклинным пироксеном, кварцем, рудными минералами, хлоритом и карбонатами. Пироксен (диопсид) отличается несколько более повышенной, чем обычно, идиоморфностью

относительно лабрадора. Значительное количество мелких зерен кварца и измененность породы составляет основное отличие ее от более поздних диабазовых порфиритов.

Детальное изучение гранодиоритов, произведенное автором в бассейнах рр. Кара-мазар, Долоны и Базман-сая показало, что ксенолиты черных мелкозернистых пород повсеместно рассеяны в гранодиоритах. Такие ксенолиты имеют эллипсоидальную, шаровидную и часто неправильную форму, размером до 30×40 см, и характеризуются резкой границей с вмещающими породами. В шлифах видно, что ксенолиты состоят из тех же, что и в более крупных телах, сильно измененных и пронизанных жилками гранита кварцевых диабазовых порфиритов. На контакте с порфиритом в гранодиоритах наблюдается увеличение количества кварца и интенсивная пегматитизация. Наличие крупных и мелких ксенолитов диабазового порфирита в гранодиоритах подтверждает предположение, высказанное С. Ф. Машковцевым (1936), об основном характере магм в первых проявлениях варисцийского вулканического цикла.

Таким образом устанавливается, что сначала в известняковую кровлю (D_3—C_1) внедрились кварцевые диабазовые порфириты и только после этого известняки были интрудированы гранодиоритовой магмой. Но следует иметь в виду, что эти проявления вулканизма не были широко распространены, представляя собой только местные явления.

ГРАНОДИОРИТЫ

Массив гранодиоритов расположен в осевой части Кураминского хребта и представляет собою юго-восточную окраину центрального кара-мазарского батолита. Макроскопически гранодиориты представляют собою розовую и серую полнокристаллическую, часто порфировую среднезернистую породу, состоящую из полевых шпатов, стекловатого кварца и темноцветных компонентов.

Под микроскопом структура породы гипидиоморфнозернистая. Породообразующие минералы таковы.

Плагиоклаз имеет вид крупных кристаллов, до 5 мм в поперечнике, с ярко выраженной зональностью и полисинтетической штриховкой. Измерение плагиоклаза в ядре зональных кристаллов позволило отнести его к андезину (№ 45—46). Для периферии зерен характерен плагиоклаз с 23% анортита. Плагиоклаз составляет до 35% объема породы. Крупные кристаллы плагиоклазов, несколько обособляясь среди кварца и калиевого полевого шпата, придают породе порфировидный облик.

Калиевый полевой шпат. Крупные пелитизированные по трещинкам спайности бурые кристаллы составляют в среднем 30—32% породы.

Кварц. Округлые корродированные зерна до 3 мм в диаметре составляют до 20% объема породы.

Зеленая роговая обманка. Редкие удлиненно призматические кристаллы составляют 2—3% объема породы.

Биотит. Крупные пластинчатые кристаллы с четкой спайностью и ярко выраженным плеохроизмом составляют 7—10% объема породы.

Акцессорные минералы. Сфен, апатит, циркон, из рудных — магнетит.

Порядок выделения: рудные и акцессорные минералы, зеленая роговая обманка и биотит, плагиоклаз, калиевый полевой шпат и кварц.

Вторичные изменения выражаются в серицитизации плагиоклазов, пелитизации калиевых полевых шпатов и эпидотизации роговых обманок и биотитов.

ГРАНОДИОРИТ-ПОРФИРЫ КРАЕВЫХ ФАЦИЙ

Принадлежность кара-мазарского интрузива к периферической зоне батолита определяет развитие специфичных краевых фаций. Необходимо также отметить общий гипабиссальный облик гранодиоритов, очевидно находящийся в связи с кристаллизацией вблизи известняковой кровли сравнительно незначительной мощности (1 200 м). Постепенный переход от полнокристаллических разностей к порфировидным, краевым не позволяет выделить последние на прилагаемой геологической карте, но можно отметить, что к ним, например, целиком относятся гранодиорит-порфиры всего массива между Базманским и Каракенскими разломами.

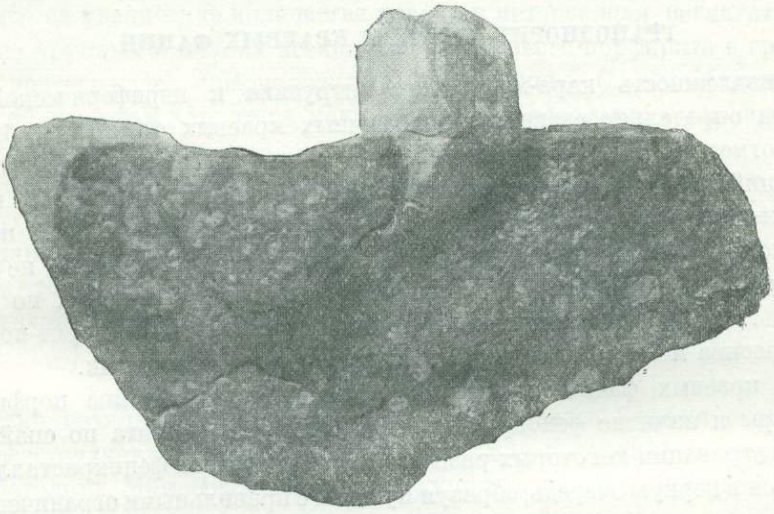
Для краевых фаций характерны полнокристаллические порфировые структуры и наличие фенокристаллов с вростками биотита по спайности. При выветривании некоторых разностей гранодиоритов фенокристаллы разрушаются в первую очередь, образуя пустоты с правильными ограничениями. Под микроскопом видно, что фенокристаллы представлены ортоклазом, так же как и более мелкие розовые порфировые вкрапленники. Мегаскопически серые и зеленые полевые шпаты под микроскопом определяются как плагиоклазы средней основности (№ 50) с зональной структурой и реакционными каймами. Суммарная площадь вкрапленников в шлифе иногда достигает 40%. Основная масса микрогранитовая и микропойкилитовая.

Несколько отличную разновидность представляют собою бурые и зеленые гранодиорит-порфиры, встречающиеся в верховьях Базман-сая и Карамазар-сая. Хорошо ограниченные фенокристаллы ортоклаза составляют в них до 15% породы. Вкрапленников кварца гораздо меньше, чем в вышеописанных разновидностях. К этим породам, повидимому, относится глыба гранодиорит-порфиров, зажатая в Баштавакском разломе у перевала Адрасман. Порфиры, вклинившиеся в разлом, испытали сильнейший катаклаз. При дальнейшем выветривании из них не дробясь выпадают прекрасно ограненные фенокристаллы (фиг. 2).

Малые интрузии

Южные окраины указанного выше гранодиоритового массива с его краевыми фациями окаймляются и прорываются многочисленными штоками и мелкими массивами малых интрузий. Площади выходов малых интрузий колеблются от 0.5 до 10—12 км². На контактах с гранодиоритами в них обнаруживается ясная флюидальность и ксенолиты более древних сравнительно с ними гранодиоритов.

Макроскопически малые интрузии представлены преимущественно темносерыми породами. На фоне черной афировой массы такой породы резко вы-



Фиг. 2. Гранодиорит с фенокристаллами ортоклаза. (Фото)

деляются белые вкрапленники полевых шпатов размером от 2×3 до 3×4 мм, составляющие 30—40% объема породы. Менее различимы мелкие вкрапленники кварца. составляющие 6—7% породы и редкие удлиненно призматические кристаллы роговых обманок.

Под микроскопом структура породы порфировая. Вкрапленники: плагиоклаз, ортоклаз, кварц и моноклинный амфибол.

Плагиоклаз. Крупные кристаллы с ясной полисинтетической штриховкой относятся к андезину (№ 46). Более мелкие бурые плагиоклазы при измерениях дают весьма низкие номера (№ 8—9), вероятно, в результате интенсивной альбитизации плагиоклазов.

Калиевый полевой шпат (главным образом ортоклаз) образует крупные, сильно пелитизированные кристаллы размером 1×2.5 мм.

Кварц. Корродированные округлые зерна.

Бисиликат. Крупные идиоморфные кристаллы зеленой роговой обманки в шлифе нередко имеют восьмиугольные и четырехугольные сечения.

Основная масса — микрогранитовая с нередко гранофировой структурой.

Определение породы — роговообманковый гранодиорит-порфир.

Несколько отличную от вышеописанных модификаций представляют собою гранодиорит-порфиры малых интрузий, развитых в среднем течении Долоны и Базман-сая, где калиевый полевой шпат преобладает над плагиоклазами и в то же время заметно убывает количество кварца во вкрапленниках.

Жильные породы в гранодиоритовом массиве. Весь комплекс изверженных пород пересечен многочисленными дайками авгитовых диабазовых порфиритов и фельзит-порфиров. Часть их, несомненно, генетически тесно связана с гранодиоритовой магмой, часть же может быть отнесена за счет отщеплений юного криптобатолита. Подробное описание первых не входит в задачу данного очерка, вторые описаны ниже. Необходимо еще отметить весьма существенный факт, а именно почти полное отсутствие здесь, как и во всем Кара-мазаре, типичных аплитов и пегматитов. Крупнозернистый пегматит был обнаружен лишь в одном обнажении по среднему течению р. Долоны.

ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ ПОРФИРТУФОВАЯ ТОЛЩА

Геологический возраст кан-и-мансурской толщи

Мощная порфиртуфовая толща, вмещающая висмутово-медное и свинцово-цинковое оруденение является наиболее крупным элементом стратиграфической колонки восточного Кара-мазара. Лишь после исследований С. Ф. Машковцева выяснилась синхронность большей части порфиртуфовых толщ на южном и северном склоне Кураминского хребта и принадлежность их к верхнему палеозою. Остановимся подробнее на нижних и верхних возрастных границах этой толщи в связи с новыми данными, полученными при исследованиях последних лет.

А. Л. Лисовский (1933, стр. 45) отмечает, что «более молодой возраст эффузивов устанавливается наличием обломков гранита среди туфов близ контактов их с массивом гранодиоритов». Согласно устному сообщению геолога А. А. Зверюги на крупных глыбах известняков D_3—C_1, зажатых в Баштавакском разломе за кишлаком Мулла-мыр, местами сохранились неразмытые базальные слои эффузивной свиты. И. В. Дюгаев (1934, стр. 64), рассматривая эффузивы, отмечает, что «соотношения их с гранодиоритами не ясны, но по ряду косвенных данных эти породы моложе гранодиоритов». Обнаруженные автором к северу и к востоку от месторождения Адрасман в гранодиоритах жерловины вулканов, образовавших верхние горизонты толщи,

являются также доказательством более молодого по сравнению с гранодиоритами возраста последней.

Описывая толщу конгломератов и эффузивных порфиров гор Такели и Уч-очак и устанавливая верхнепалеозойский ее возраст, С. Ф. Машковцев (1935, стр. 148) находит возможным «всю эту толщу параллелизовать с кан-и-мансурской толщей, а конгломераты считать ее нижним горизонтом, во всяком случае для района Такели-уч-очак.

Верхние границы верхнепалеозойской порфиртуфовой толщи определяются описываемым С. Ф. Машковцевым (1935) трансгрессивным налеганием на нее в районе Каинсу-урюкты (Чаткальские горы) известняков с *Fusulina Schwagerina* и *Productus* верхнекаменноугольного возраста. Аналогичное залегание верхнекарбоновых известняков на эффузивной толще для разреза по Сумсару отмечает геолог А. С. Аделунг (1934). Таким образом, как наиболее вероятный возраст для порфиртуфовой толщи устанавливается средний карбон. Это предположение подтверждается определением *Bothrodendron* sp., произведенным проф. А. Н. Криштофовичем в образцах туфитов из коллекции автора. Приведенное определение является прямым доказательством палеозойского возраста кан-и-мансурской порфиртуфовой толщи, во всяком случае ее нижних горизонтов. К сожалению, остальные органические остатки, собранные в туфитах в ущелье Долоны, у перевала Кзыл-унгур и, главным образом, в Бадам-булаке оказались неопределимыми, хотя в них и различаются ископаемые водоросли.

Основываясь на определении *Spongiostomata* Pia из прослоев известняков микроводорослей, Н. П. Васильковский склонен относить возраст порфиритов и порфиров, развитых в окрестностях кишлака Пангас в 30 км к востоку от Долоны, к верхнему силуру. Не останавливаясь на точности палеонтологического обоснования, приводимого упомянутым автором, необходимо отметить, что пока еще нет основания переносить возраст пангасской свиты эффузивов на кан-и-мансурскую толщу в виду их разобщенности и значительных различий в общем габитусе.

Несмотря на отсутствие точно фаунистически охарактеризованных горизонтов в низах и верхах описываемой толщи, необходимо все же допускать существование значительного периода интенсивной вулканической деятельности, проявившейся в накоплении столь мощных и разнообразных вулканогенных отложений. Эруптивная деятельность началась, повидимому, вслед за значительной эрозией центрального гранодиоритового батолита и контролировалась радиальными трещинами вдоль южных его окраин. Излияние лав сопровождалось выбросами колоссальных масс пирокластического материала (до 40 км^3 для всех горизонтов), отложение которого происходило отчасти в воде с образованием ясно слоистых разностей и частью — на суше, где формировались массивные туфы. Центр вулканической

деятельности передвигался от современного южного Джелтимас-сая к верховьям Дреш-сая.

Расчленение эффузивов восточного Кара-мазара встретило ряд препятствий. Кроме обычной для лавовых потоков и туфов быстрой смены цвета, текстур и мощности как по падению, так и по простиранию свит, последовательность накопления эффузивных пород нарушалась наличием целого ряда параллельных каналов -трещин, проводивших магму на поверхность. Морфология поверхностей лавовых потоков и характер их движения свидетельствуют о щитовом характере вулканов. Извержения, как обычно, периодами сопровождались разрушительными взрывами газов и выбросами бомб, насыщавших некоторые горизонты лав.

Сопоставляя многочисленные разрезы, произведенные через различные комплексы горизонтов кан-и-мансурской порфиртуфовой толщи на северном и южном склоне Ак-чечегли-тау, по саю Кзыл-унгур до вершины хребта Кзыл-тау, от подножья до вершины горы Адрасман-баш, от Кара-таш-сая до Кан-и-мансурского ущелья и т. д., автор пришел к выводу о возможности разделения ее на две согласно залегающие свиты:[1] кушайнакскую свиту кварцевых порфиров, палеодацитов, фельзит-обсидианов, туфов и туфитов и тарыэканскую свиту фельзит-порфиров и туфов. Кушайнакская свита, залегающая в основании толщи, преобладает в современном эрозионном срезе и занимает площадь около 250 км^2, слагая кушайнакскую депрессию в предгорный хребет Ак-чечегли-тау, бассейн р. Калын — Алмалы и т. д. Тарыэканская свита в пределах закартированной площади занимает всего лишь 60 км^2. Наиболее полного развития достигает она в среднем и верхнем течении Дреш-сая и в многочисленных глубоких ущельях, размывающих Тавакское плато. Приуроченность ее к окраинам гранодиоритового массива объясняется с одной стороны местоположением каналов излияний и с другой — более значительной глубиной эрозии, сравнительно спокойно залегающей эффузивной толщи в предгорьях, где в настоящее время сохранилась лишь кушайнакская свита.

Кушайнакская свита

1-й горизонт. Кварцевые порфиры

Кварцевые порфиры являются нижним горизонтом кушайнакской свиты и видимым нижним горизонтом всей толщи. Они слагают основания хребтов Ак-чечегли-тау и Кзыл-тау, массив горы Адрасман-баши, берега в среднем течении Кара-мазар-сая, бассейн р. Калын-алмалы и т. д. Мегаскопически они представлены плотными, зелеными, зеленовато-серыми, часто лиловыми породами, с четко выделяющимися вкрапленниками стекловатого

[1] В американской литературе подобные комплексы обозначаются термином «серия»

кварца и шестиугольными пластинками светлозеленого хлоритизированного биотита. Под микроскопом структура породы порфировая. Структура основной массы стекловато-флюидальная, реже микрофельзитовая, витрофировая и гиалиновая. Текстура породы зачастую такситовая.

Вкрапленники. *Кварц*. Составляет 10—15% породы. Зерна корродированные, размером 2×3 мм в поперечнике, округлые, местами угловатые, имеющие вид остроугольных обломков. Зерна кварца в большинстве шлифов динамометаморфизованы и имеют облачное и мозаичное угасание, что может свидетельствовать о сильном протоклазе. Кварц большей частью резко идиоморфен по отношению к основной массе. В тех шлифах, где контуры его нечеткие, необходимо предполагать наличие магматической резорбции.

Калиевый полевой шпат составляет 10—12% объема породы. Измерение спайности сохранившихся кристаллов позволяет отнести его к ортоклазу. Они отличаются от серицитизированных альбитов пелитизацией, эпидотизацией и карбонатизацией по трещинкам спайности.

Плагиоклаз составляет 6—9% объема породы, относится к альбит-олигоклазу (показатель преломления меньше или равен показателю преломления канадского бальзама). Размеры его в среднем 1.5×1 мм и менее. Сильно серицитизирован и хлоритизирован. Измерение констант наиболее свежих кристаллов плагиоклаза дали первые номера (кислый альбит). Несомненно, номера бурых измененных плагиоклазов несколько выше, но вряд ли процент анортита в них превышает 10—12.

Биотит составляет 1—2% породы. Встречается в значительной части шлифов (главным образом в Адрасман-баши и Кара-мазар-сае); смятые и изогнутые пластинки опацитизированного биотита как бы огибают вкрапленники кварца и полевых шпатов, указывая на извилистые пути конвекционных токов в застывающей лаве.

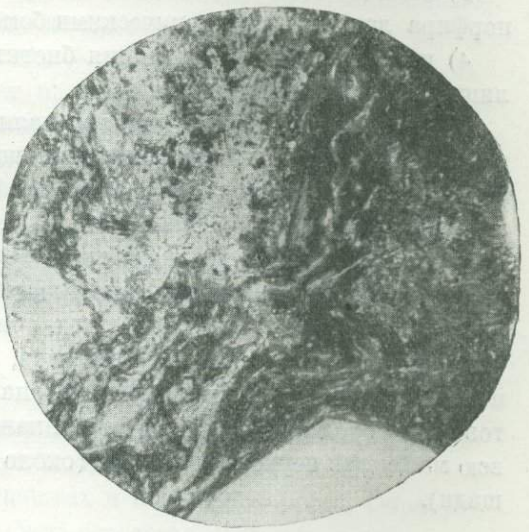
Амфиболы встречаются гораздо реже в виде единичных кристаллов зеленой роговой обманки, главным образом, в нижних горизонтах кварцево-порфировой толщи.

Основная масса представлена бурым, почти недействующим на поляризованный свет стеклом, содержащим рудную пыль и редкие единичные зерна апатита и сфена. В проходящем свете ясно заметна флюидальность основной массы (фиг. 3), бурое стекло как бы обтекает вкрапленники, включения посторонних тел (шлаковые обломки, лапилли). Появление в в стекле округлых выделений или мелких микролитов означает переход структуры основной массы в гиалоплазматическую и гиалиновую. Нередко в стекле заметна как бы сыпь мелких мерцающих частичек: явление, указывающее на его раскристаллизацию и превращение стекла в фельзит.

На северных склонах Калын-альмалы встречается несколько отличная разновидность кварцевых порфиров. Она отличается от первой резким пре-

обладанием во вкрапленниках плагиоклаза над калиевым полевым шпатом, уменьшением размеров вкрапленников кварца и фельзито-стекловатой основной массы.

Видимая мощность горизонта кварцевых порфиров доходит до 250 м. Как пример разреза, доказывающего указанную мощность, можно привести систематический разрез через порфировую гору Адрасман-баши. Просмотр последовательно взятых 46 шлифов показал, что флюидально-стекловатая структура основной массы кварцевых порфиров остается характерной по всей мощности разреза. Среди типичных эффузивных кварцевых порфиров наблюдаются 5 пачек с явно такситовой текстурой. Внимательное исследование строения Адрасман-баши позволяет ясно различать напластования в залегании порфиров.



Фиг. 3. Флюидальная структура основной массы кварцевого порфира. (Фото).

Общей характерной чертой для обеих вышеотмеченных разновидностей порфиров является такситовый характер их сложения. Во многих шлифах заметны впаянные в породу обломки тех же порфиров, более свежих или гораздо сильнее измененных, чем вмещающие порфиры («шлак»). В некоторых шлифах порода представляется спаянной из обломков с различной структурой и разной степенью раскристаллизации стекла. В верхних горизонтах кварцевого порфира преобладает такситовая текстура; породу зачастую можно назвать туфо-брекчией, или терригенным туфом. В разрезах по Терекли-саю, у месторождения Кзыл-унгур, за перевалом Араган и др. наблюдаются обнажения, где в кварцевый порфир впаяны округлые и караваеобразные обломки более свежих кварцевых порфиров до 0.2 м в поперечнике, спаянных той же, только несколько более разрушенной породой. Возникновение описанных аггломератов свидетельствует о частых проломах в корке застывающей лавы при повторных ее перемещениях и как следствие о глыбовом характере поверхности отдельных застывавших потоков лав. Немаловажную роль в этом процессе необходимо отвести взрывам накопленных в лавах газов, сопровождающихся выбросами «родственных» с застывающей лавой обломков.

Кварцевые порфиры насыщены лапилли величиной от горошины до грецкого ореха и грушевидными бомбами величиной с кулак и больше. Состав

их большей частью родственный с составом вмещающей магмы, нередко они состоят из фельзита с стекловатой оболочкой по периферии бомбы.

Суммируя вышеприведенную характеристику кварцевых порфиров, можно привести следующие доводы в пользу их эффузивности:

1) явно флюидальная и стекловатая структура основной массы характерна по всей мощности горизонта для десятков квадратных километров порфировых полей;

2) такситовый характер многочисленных прослоек, главным образом в верхних частях горизонта, и переслаивание кварцевых порфиров с туфобрекчиями;

3) наличие агломератов, обилие вулканических шлаков, насыщенность порфира лапилли и вулканическими бомбами;

4) повсеместная опацитизация биотита, возможная на таких площадях лишь для экструзивных пород.

К этим доводам присоединяется наличие во всех рассматриваемых разрезах спокойного залегания вышележащих палеодацитов и слоистых туфов на покровных пластах кварцевых порфиров. Отмечавшийся некоторыми авторами [Б. К. Брешенков (1929, 5), Г. Д. Ажгирей (1931)] интрузивный прорыв кварцевыми порфирами вышележащих толщ ни в одном из разрезов не подтвердился. Считая приведенные наблюдения вполне достаточными для установления экструзивности пород, описанных ранее как гипабиссальные кварцевые порфиры (Б. Н. Наследов, Б. К. Брешенков, А. Кучуков), нельзя, однако, отрицать возможности наличия более глубинных эквивалентов этих пород в широких жерлах и каналах, проводивших на поверхность всю массу лав первого горизонта (около 100 км^3 в пределах изучаемой площади).

2-й горизонт. Палеодациты и палеотрахиты

При полевых исследованиях породы с большим количеством вкрапленников полевых шпатов назывались полевошпатовыми порфирами и объединялись с нижележащими кварцевыми порфирами в один горизонт. Микроскопические исследования и химические анализы показали, что по составу структуры эти породы резко отличны от биотитовых кварцевых порфиров и должны быть выделены в самостоятельный горизонт. Макроскопически палеодациты представляют собой лилово-бурые и зеленые, реже темносерые плотные породы с порфировыми выделениями полевого шпата и одиночными вкрапленниками кварца.

Под микроскопом структура породы порфировая. Структура основной массы гиалопилитовая, гиалиновая, витрофировая, в редких случаях пилотакситовая.

Вкрапленники. *Плагиоклаз* составляет 10—12% объема породы. Размеры вкрапленников колеблются от 1×0.5 до 3×5 мм. Почти во всех

шлифах показатель преломления плагиоклаза больше, чем показатель преломления канадского бальзама, поэтому они могут относиться к олигоклазу и к андезину (№ 35—40). Для крупных кристаллов характерна тонкая полисинтетическая штриховка и узкие периферические реакционные каймы. В некоторых шлифах наблюдается значительная резорбция плагиоклаза. Плагиоклаз зачастую подвергся альбитизации.

Кварц составляет 2—3% породы. Мелкие (0.25 мм в поперечнике) зерна прозрачного кварца. Более крупные зерна были встречены только в единичных случаях.

Биотит и амфибол. Узкие, в большинстве случаев нацело опацитизированные рассеянные листочки встречаются не во всех шлифах. Наибольшее содержание обоих минералов в породе не превышает 0.5%.

Акцессорные минералы — апатит и сфен.

Основная масса состоит из мелких почти соприкасающихся между собой лейст и микролитов (длиной 0.1—0.2 мм) ортоклаза и кислого плагиоклаза (№ 15—20). Пространство между ними выполнено бурым стеклом, пропитанным рудной пылью, вторичным хлоритом и карбонатами. Местами микролиты образуют сплошной войлок и структуру основной массы можно назвать гиалопилитовой, в других местах микролиты разделены стеклом, в этих случаях структура относится либо к гиалиновой, либо к витрофировой.

Вторичные минералы

Серицит. Мелкие чешуйки замещают плагиоклаз вкрапленников и основной массы. В проходящем свете прозрачные, местами загрязнены.

Хлорит развивается на полевых шпатах и в основной массе. Образует чешуйки и аггрегаты. В проходящем свете светлозеленый, при скрещенных николях имеет характерную окраску размазанных чернил и местами весьма похож на антигорит. Аномальная индигово-синяя окраска наблюдалась редко.

Цоизит. Мелкие аггрегаты на полевых шпатах.

Карбонаты развиты главным образом по трещинкам в породе.

Палеодациты всегда занимают стратиграфически более высокое положение, чем биотитовые кварцевые порфиры, но они не отделены от последних туфами. Мегаскопически же те и другие весьма схожи между собою, поэтому разделение их в поле затруднительно и возможно исключительно по количеству вкрапленников кварца. Мощность палеодацитового горизонта весьма непостоянна и колеблется в пределах от 20 до 80 м. В некоторых разрезах он совсем отсутствует. Для палеодацитов, как и для кварцевых порфиров, вблизи кровли свойственно приобретать такситовое сложение или вид туфобрекчии, при наличии, совершенно аналогичных вышеописанным, агломератов, со шлаковыми корками и включениями бомб.

Многочисленные овальные штоки черных порфиритов, обнаруживаемые в кушайнакской депрессии и на южных склонах Ак-чечегли-тая являются, повидимому, некками. Они указывают на местоположение жерловин, через которые извергались палеодатитовые лавы.

3-й горизонт. Светлосерые и зеленые слоистые туфы

На палеодацитах, реже непосредственно на кварцевых порфирах, залегают слоистые, местами тонкоплитчатые, серые и светлозеленые туфы. Благодаря четкому отличию от подстилающих и покрывающих их лав, эти туфы можно назвать маркирующим горизонтом всей свиты.

Ниже приводится описание наиболее характерных обнажений 3-го горизонта.

Обнажение № 4. В низовьях Караташ-сая. Светлосерые, зеленоватые туфы, пересеченные сухим логом, имеют ясную слоистость (азимут падения 338°∠28°). Туфы лежат на палеодацитах с такситовой текстурой и в нижних пачках переслаиваются с двумя метровыми слоями лиловато-бурых туфобрекчий.

Обнажение № 42. К юго-западу от месторождения Джелтимас зеленовато-серые тонкоплитчатые туфы залегают на кварцевом порфире. На контакте их развита своеобразная туфобрекчия, состоящая из обломков нижележащих порфиров и обломков туфов. Правильное расположение едва заметных невооруженным глазом мельчайших осколков кварца в зеленом цементе обусловливает слоистость туфов в пределах каждой плитчатой отдельности.

На северных склонах Ак-чечегли-тау и в депрессии по Баш-кушайнаксаю в многочисленных обнажениях, главным образом на склонах своеобразных невысоких сопок,слоистые зеленые туфы мощностью от 5 до 25 м залегают на палеодацитах и покрываются розовыми фельзитами.

На южных склонах горы Ак-чечегли-тау в верховьях рек южный Джелтимас и Коголмалы, на горе Кок-тау и Асказан, мощность пятнистых серых, зеленых и розовых туфов достигает 110 м. Они явно слоисты, залегают на палеодацитах и покрываются, как и на северном склоне, желтыми и розовыми фельзитами. Менее слоистые массивные зеленые туфы прослеживаются в широтном направлении от ущелья Каптархана на востоке до перевала Араган на западе; и здесь они лежат на кварцевых порфирах и согласно накрываются фельзитами. Резкое колебание мощностей зеленых туфов можно отнести как за счет неравномерного выполнения пирокластическим материалом существовавшего рельефа, так и за счет размыва их в период до следующего излияния лав.

Под микроскопом в слоистых туфах различимы: осколки кварца в поперечнике от 0.2 до 4 мм, впаянные в точечную стекловатую массу; при сильном

увеличении бурое стекло распадается на мельчайшие участки — следы пепловых частичек. Гораздо реже, чем кварц, в туфовой массе включены обломки измененных плагиоклазов и калиевых полевых шпатов. В пепловой массе, богатой порами и пустотами, различимы участки карбонатов и серицита. Нередко базальные слои туфов насыщены обломками нижележащих пород. Такой туф можно назвать туфобрекчией. Изредка туфы переслаиваются с мелкими прослойками сферолитов.

4-й горизонт. Полосчатые фельзиты и обсидианы

Четвертый, верхний горизонт кушайнакской свиты составляют плотные розовые флюидально-полосчатые обсидианы и фельзиты. Они повсеместно залегают в слоистых туфах. В мелкосопочнике кушайнакской депрессии они залегают шапкообразными пластами, занимая вершины конических холмов. Цвет их в большинстве случае желтый и розовый, реже коричнево-бурый, изредка бордовый, сиреневый и зеленовато-серый. Отличительная особенность этого горизонта — флюидальная полосчатость. Ширина полосок варьирует от долей миллиметра до половины сантиметра. Изредка наблюдается микроплойчатость, которую можно объяснить как движением лав, так и позднейшим динамометаморфизмом (табл. II, фото 7). Большей же частью полоски слегка волнисты и строго параллельны как общему напластованию лав, так и друг другу. Лишь в некоторых обнажениях в однородной полосчатой массе породы наблюдаются узлы диаметром до 1 см, состоящие из крупных кристаллов полевых шпатов или из обломков порфировых пород. Нередко фельзитовые полоски переслаиваются с прослойками расплющенных сферолитов (табл. II, фото 5).

Под микроскопом видны бурые полосы с микропойкилитовой структурой, чередующиеся с полосами микрофельзитовой и стекловатой массы, не действующей на поляризованный свет. Микропойкилитовые полосы состоят из мелких расплывчатых лейст полевого шпата и зерен кварца. Ширина их от 0.1 до 1 мм. Микрофельзитовые полосы состоят из стекла, в котором начинают выкристаллизовываться мельчайшие зерна кварца и полевого шпата, различимые в микроскопе лишь при очень больших увеличениях. Описанные разнообразные по структуре полосы являются, повидимому, одним и тем же, с различной степенью раскристаллизованности, стеклом. В некоторых шлифах микрофельзитовые и стекловатые полосы чередуются с узкими сферолитовыми полосками шириною до 2 мм. Отдельные более крупные сферолиты встречаются в узлах струеобразных полосок. При больших увеличениях видно, что сферолиты состоят из закономерно проросших и радиально расположенных пластинчатых кристаллов кварца и полевого шпата. Параллельно фельзитовым и микропойкилитовым полоскам вытянуты редкие вкрапленники альбита и ортоклаза. В породе равномерно рассеяна рудная пыль. Описанную наиболее распространенную разновидность

полосчатого фельзита можно назвать флюидально-полосчатым микропойкилит-сферолитовым фельзитом. В некоторых обнажениях в плотных фельзитах полосчатость почти неразличима. Под микроскопом эти разновидности состоят из более крупнозернистых и мелкозернистых микропойкилитовых полос, постепенный переход между которыми сглаживает полосчатость породы.

Своеобразные породы этого горизонта, которые по своей природе приближаются к обсидианам, были встречены на горе севернее перевала Кенджибулак. Мегаскопически это—плотные, с раковистым и остроугольным изломом породы, на выветрелых поверхностях которых прекрасно рисуется флюидально-полосчатая структура (табл. I, микрофото 1 и табл. II, микрофото 6).

Под микроскопом структура породы узловатая, флюидально-полосчатая; тончайшие полосы шириною менее 0.1 мм, состоящие из изотропной стекловатой массы, чередуются с полосами, состоящими из кварца, плагиоклаза и мусковита. Узлы размером 0.7—5 мм в диаметре, составляющие 3—4% породы, состоят из кварца, или из основной массы гиалопилитовой и микрофельзитовой структуры (табл. I, фото 1). В некоторых шлифах обнаруживается, что шаровидные и червеобразные выделения являются г л о б у л я м и (газовыми пустотами). Внутренняя часть их выполнена карбонатами и частичками эффузива, периферическая часть, обволакивающая концентрическими кольцами ядро, состоит из загрязненных глинистых и карбонатных частиц (табл. I, фото 2).

Тарыэканская свита

Между кушайнакской и тарыэканской свитами нет резкого перерыва в накоплении вулканогенных пород. Отсутствие перерыва между излияниями флюидно-полосчатых фельзитов и кварцевых фельзит-порфиров (5-й и 4-й горизонты) доказывается рядом разрезов на хребте Кзыл-тау, в Опансае и других местах. Однако, площадная обособленность заставляет выделить упомянутые свиты и разбить фельзит-порфировую толщу на два горизонта. Граница этих горизонтов условно принимается при этом за стратиграфическую границу свит.

5-й горизонт. Кварцевые фельзит-порфиры

Основанием тарыэканской свиты, подробно изученной инж. В. А. Подвигиным в окрестностях месторождения Тары-экан, является горизонт кварцевых фельзит-порфиров. Мегаскопически это — лиловато-серые, розовые и желтые флюидально-полосчатые породы, пронизанные мелкими вкрапленниками кварца и полевого шпата. Под микроскопом видно, что тонкие полосы микрофельзита (шириною 0.5 м) чередуются с полосами микропойкилита, шириною до 2 мм. В тех и других имеются вкрапленники кварца диаметром от 0.2 до 1 мм и реже полевых шпатов. Объем вкрапленников не превышает 4—5% породы.

6-й горизонт. Пестроцветные грубослоистые туфы[1]

Светлосерые и фиолетовые, мелко- и крупнообломочные туфы залегают на фельзит-порфирах. Мощность их, как и окраска, весьма непостоянны. Зачастую они насыщены бомбами фельзитового и палеолипаритового состава. Под микроскопом ясно видно, что они представляют собой пирокластическую породу. Основная масса с включениями обломков кварца и пелитизированного ортоклаза состоит из стекла и пепла. В породе много пор и пустот, отчасти выполненных цеолитом и кальцитом.

7-й горизонт. Сферолитовые и розовато-белые порфиры

Пласты зеленых сферолитовых порфиров чередуются с плотными розовато-белыми порфирами. Переход между этими породами весьма постепенный и определяется изменением количества сферолитовых выделений. Зеленый цвет породы зависит от большого содержания хлорита. Размеры отдельных сферолитовых выделений вариируют от 1 мм до 1 см в диаметре.

Под микроскопом видно, что структура породы грубополосчатая и сферолитовая. В массе вулканического стекла видны редкие зерна кварца и ортоклаза; последний почти нацело замещен хлоритом. Сферолиты по трещинкам раскристаллизовываются и постепенно превращаются в фельзит. Розовато-белый порфир имеет то же строение, что и розовый порфир, но в нем отсутствуют сферолиты.

8-й горизонт. Пестроцветные туфы и туфобрекчии

Залегают на плотных розовато-белых и сферолитовых порфирах. Мегаскопически и микроскопически весьма сходны с 6-м горизонтом.

9-й горизонт. Вишневокрасные порфиры

На пестроцветных туфах залегают плотные вишневокрасные порфиры, с четкими вкрапленниками полевого шпата и кварца. Вишневокрасные порфиры развиты в верховьях Дреш-сая и Замбарак-сая.

Под микроскопом структура породы порфировая, основной массы — перлитовая. Порфировые выделения — ортоклаз с резорбированными гранями, по трещинкам спайности замещенный карбонатом и пелитом; кварц, представленный корродированными зернами; кроме того в породе рассеяны идиоморфные листочки мусковита.

[1] При описании горизонтов 6—11 частично использованы материалы В. А. Подвигина.

10-й горизонт. Грубослоистые крупнокристаллические туфы

Туфы эти залегают на вишневых порфирах и обнажаются в самых истоках Дреш-сая и Опан-сая в размытых обрывах Тавакского плато. По внешним признакам они весьма сходны с 6-м и 8-м горизонтами.

11-й горизонт. Бордовые плотные кварцевые порфиры

Бордовые порфиры, завершающие разрез, занимают наиболее высокие точки и срезаются абразионной поверхностью Тавакского плато. Мегаскопически они представляют собою однообразные, плотные, местами слегка полосчатые породы с редкими вкрапленниками кварца и полевых шпатов. Микроскопически эти породы не изучены.

Аркозы и туфиты

Несколько особое положение в кан-и-мансурской толще экструзивов занимает подчиненный кушайнакской свите аркозо-туфитовый горизонт с прослойками известняка. На площади произведенной съемки и аркозы и туфиты имеют весьма ограниченное развитие. Эти породы встречены всего лишь в четырех участках: 1) на северных и южных склонах хребта Кзылтау; 2) в местности Бадам-булак; 3) по саю Долоны; 4) у перевалов Каракен.

Разрез по Кзыл-унгуру (сверху вниз) от вершины горы до дна сая

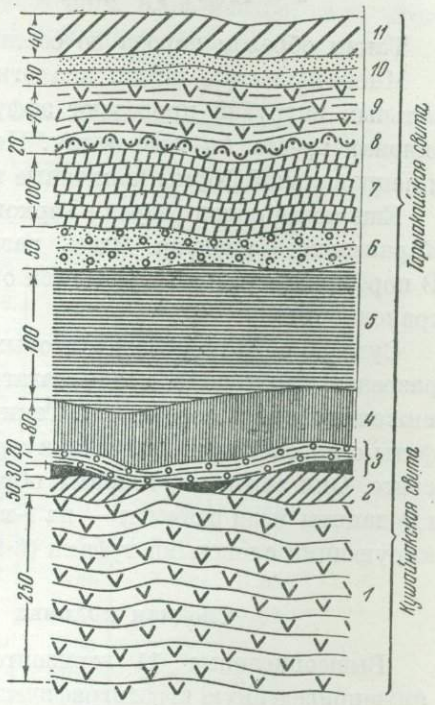
Розовые полосчатые и сферолитовые фельзиты (4-й гор.) . . . . . .
Зеленые, слоистые туфы (3-й гор.) . . . . . .
Оолитовый известняк с органическими остатками (табл. I, фото 3) . . . . . .
Зеленые аркозо-туфы и туфиты . . . . . .
Пепловые туфы . . . . . .
Кварцевые порфиры с такситовой текстурой (1-й гор., до сая) . . . . . .

Разрез по Бадам-булаку (сверху вниз) от тропы на склоне горы до равнины

Белые и серые пепловые туфы (3-й гор.) . . . . .
Оолитовые известняки с прослойками туфитов и органическими остатками . . . . . .
Зеленые пятнистые аркозо-туфы . . . . . .
Полевошпатовые порфиры (палеодациты, 2-й гор.) .

Как видно из приведенных разрезов, аркозо-туфы и туфиты залегают либо на полевошпатовых, либо на кварцевых порфирах и согласно накрываются слоистыми туфами. Гораздо сложнее разрез по саю Долоны, где ар-

козы и туфиты пользуются наибольшим развитием. В разрезе, записанном на правом берегу р. Долоны, насчитывается 56 мелких (от 0.5 до 10 м) пачек аркоз, аркозо-туфов, туфитов и известняков. Среди них имеются разности туфогенного аркоза, дацита с обломками аггрегатов радиальнолучистого хлорита; олеврит-туфита с карбонатнымцементом,кварцево-биотитово-мусковитово-псамитового туфита (табл. I, фото 4), в котором песчано-сланцевый материал с чешуйками биотита и мусковита чередуется с глинистым материалом, окрашенным органическими остатками; пелиттуфит, в котором карбонатные полосы оолитового известняка чередуются с вулканическим стеклом пеплового происхождения. Туфиты изобилуют отпечатками неопределенной флоры. Однако этот весьма разнообразно представленный разрез, с общей мощностью до 120 м является далеко неполным, ибо туфиты Долоны, разбитые мелкими передвижками, с юга ограничены Баштавакским и с севера — его крупным ответвлением — Базманским разломами. Необходимо отметить, что в верхних горизонтах, согласно с туфитами, залегает пластовая залежь мощностью 35 м малиново-серых интрузивных кварцевых порфиров.



Фиг. 4. Стратиграфическая колонка.

Анализ этой породы (образец № 980) в лаборатории ЦНИГРИ (аналитик Френкель) дал следующие результаты (в %):

SiO_2	64.80
TiO_2	0.52
Al_2O_3	16.31
Fe_2O_3	3.49
FeO	1.26
MnO	0.09
CaO	3.44
MgO	1.82
K_2O	3.62
Na_2O	3.02
Потери при прокал.	1.50
H_2O	0.21
Сумма	100.08

Пересчет анализа по методу А. Н. Заварицкого дает следующую числовую характеристику:

$$a = 11.37;\ c = 9.11;\ b = 4.28;\ s = 74.93;\ q = +21.45.$$

Таким образом порода по составу точно соответствует гранодиоритам.

Многочисленные штоки аналогичных по химическому составу гипабиссальных интрузий прорезают эффузивную толщу на южных и северных склонах хребта Ак-чечегли-тау. Нередко они образуют пластовые залежи и неправильной формы наклонные штоки.

Еще менее полон разрез в верховьях левого Кара-мазара в разветвлении Каракенского разлома. Здесь развиты аркозы и эффузивные порфиры. В порфирах изредка встречаются округлые ксенолиты сильно измененных гранодиоритов.

Судя по обилию палеодацитовых обломков в аркозах из двух последних разрезов необходимо предполагать, что они образовались при размыве нижележащих палеодацитов. Таким образом выясняется, что аркозы и туфиты с прослойками известняка стратиграфически подчинены кушайнакской свите. Они залегают, главным образом, на втором горизонте разреза (там, где дациты были размыты — на 1-м горизонте) и согласно накрываются маркирующими слоистыми туфами (3-й горизонт).

Сводная колонка кан-и-мансурской толщи

Вышеописанные 11 горизонтов лав и туфов (фиг. 4) исчерпывают нижеприведенную стратиграфическую колонку кан-и-мансурской толщи, равной ориентировочно 920 м.

11-й	горизонт	— бордовые кварцевые порфиры . . . . .
10-й	»	— пестроцветные туфы . . . . .
9-й	»	— вишневокрасные порфиры . . . . .
8-й	»	— туфы и туфобрекчии . . . . .
7-й	»	— зеленые сферолитовые и розовые плотные порфиры. . . . .
6-й	»	— грубослоистые туфы . . . . .
5-й	»	— флюидальные кварцевые порфиры . . . . .
4-й	»	— флюидальные полосчатые обсидианы и фельзиты. . . . .
3-й	»	— слоистые туфы, аркозы и туфиты . . . . .
2-й	»	— палеодациты и палеотрахиты . . . . .
1-й	»	— зеленые кварцевые порфиры . . . . .

Однако необходимо оговориться, что истинная мощность толщи не ограничивается 920 м. Вполне вероятно, что ниже кварцевых порфиров существуют еще непокрытые эрозией горизонты эффузивов. Не менее вероятно и то, что выше бордовых кварцевых порфиров существовали ныне смытые кислые лавы.

Выяснив взаимоотношения отдельных свит и горизонтов порфир-туфовой толщи, обратимся к химическому составу лав и попытаемся восстановить картину эруптивной деятельности в восточном Кара-мазаре. Для этого воспользуемся цифрами анализов, приведенными в табл. 1.

Таблица 1

Компоненты	№ образца				
	1	2	3	4	5
SiO_2	73.78	60.79	65.45	77.04	74.54
TiO_2	0.07	0.59	0.44	0.11	0.09
Al_2O_3	12.94	16.43	15.43	12.98	13.20
Fe_2O_3	2.43	4.68	5.59	0.21	0.80
FeO	0.29	0.73	1.14	0.46	0.57
MnO	0.05	0.09	0.03	0.016	0.10
CaO	0.79	2.44	0.69	1.60	1.01
MgO	0.71	2.46	0.07	0.22	0.34
K_2O	5.52	5.49	1.98	3.74	7.80
Na_2O	0.82	3.21	3.88	3.05	0.05
P_2O_5	—	—	—	0.01	0.03
SO_3	следы	следы	1.89	0.75	—
CO_2	0.13	0.22	—	0.54	0.72
H_2O	0.53	0.68	—	0.35	0.33
Потери при прокал.	1.58	1.94	4.09	—	0.75
Сумма	99.64	99.75	100.68	101.08	100.33

1. Кварцевый порфир 1-го горизонта. Джелтимас. Коллекция Каленова. Химлаборатория ЦНИГРИ. Аналитик Силютина.

2. Палеодацит—кровля 2-го горизонта. Джелтимас. Коллекция Каленова. Химлаборатория ЦНИГРИ. Аналитик Силютина.

3. Кварцевый флюидальный фельзит-порфир 5-го горизонта. Тары-экан. Коллекция Подвигина. Химлаборатория Ср.-аз. ГГГТ.

4. Сферолитовый порфир 7-го и 6-го горизонтов. Коллекция Дюгаева. Химлаборатория Ср.-аз. ГГГТ.

5. Розовато-белый порфир 7-го горизонта. Коллекция Дюгаева. Химлаборатория ЦНИГРИ. Аналитик Френкель.

Соответственно числовые характеристики по методу А. Н. Заварицкого, выражаются следующими величинами (табл. 2).

Таблица 2

Название пород по Заварицкому (1933 г.)	№ образца	*a*	*c*	*b*	*s*	*Q*
Палеолипариты	1	9.4	0.9	8.7	81.0	+42.3
Палеотрахидациты	2	16.0	3.2	9.4	71.4	+ 7.6
Эффузивный аналог эвизитового сиенита	3	11.3	0.9	14.1	73.7	+23.9
Палеориолит	4	11.5	2.0	2.5	84.0	+43.0
»	5	11.2	1.2	4.9	82.7	+41.8

Необходимо отметить, что анализ № 1 не вполне укладывается в средние характеристики из таблиц А. Н. Заварицкого. По химическому составу эта порода ближе всего к липариту из Magomer, Сардиния, анализ которого приведен к описательной петрографии Г. Розенбуша (№ 7, стр. 314).

Из таблицы анализов видно, что кислотность пород, начиная с 2-го горизонта, возрастает постепенно с передвижением в верхние горизонты. Заметно варьирует количество K_2O и Na_2O. Во всех случаях весьма незначительно содержание магнезии.

Учтя приведенные анализы пород и описание толщи, можно констатировать, что верхнепалеозойский эруптивный цикл начался излиянием мощных потоков кислых палеолипаритовых лав. Выбросы пирокластического материала, сопровождавшие отдельные излияния в некоторых случаях (верхние горизонты) были обильны, в других же случаях извержение выбросами почти не сопровождалось. В конце риолитового этапа из главного очага, вероятно, произошел новый приток магмы и начались излияния на поверхность палеодацитовых лав. Сравнительно жидкие потоки дацитовых лав покрыли ровным покровом хаотический глыбовый рельеф кварцевых порфиров. За излиянием палеодацитов, покрывших не всю площадь кварцевых порфиров и происходивших, вероятно, по особым каналам и жерловинам, последовала резкая смена физико-географических условий. В виде отдельных узких заливов на эффузивное плато проникает среднекарбоновое море. В этот период энергичной пульсации эффузивной плиты происходит быстрая смена аркозовых и известняковых фаций в отдельных участках при господстве лагунных и прибрежно-морских условий. Вместе с этим на суше, вероятно, происходит частичный и местами полный размыв палеодацитов и палеотрахитов.[1] Следующий этап вулканической деятельности

[1] Период образования туфитов и размыва лав 1-го и 2-го горизонтов можно принять за естественную границу двух серий: «доперерывной» (1-й и 2-й горизонты) и «послеперерывной» (3—11-е горизонты). Однако, в целях сохранения существовавшей терминологии и, главным образом, в виду явной закономерности в площадном распространении отдельных групп горизонтов (что зависело от конструкции древних вулканов) было принято деление всей толщи на вышеуказанные свиты: кушайнакскую и тарыэканскую.

начинается колоссальными выбросами пирокластического материала и образованием, зачастую в водных условиях, зеленых слоистых туфов. Вслед за этим изливаются, повидимому из нескольких крупных жерловин, флюидально-полосчатые обсидианы, фельзиты и кварцевые фельзит-порфиры. После накопления столь мощных полосчатых лав вулканическая деятельность начинает постепенно ослабевать. Все более кислые потоки переслаиваются с туфами, постепенно уменьшаясь в своей мощности. Излиянием бордовых кварцевых порфиров заканчивается эруптивный верхнепалеозойский цикл Кара-мазара.

Подводящие каналы и жерловины вулканов

Одним из наиболее достоверных участков, где в современном эрозионном срезе обнажаются жерловины, является верховье Адрасман-сая. Здесь на границе Кушайпакской свиты и древней интрузии обнажается клиновидный (основанием кверху) массив красных фельзитов, который, повидимому, являлся одной из крупных жерловин вулканов, создавших верхние (9—11) горизонты тарыэканской свиты. Под микроскопом видно, что соответствующая порода целиком состоит из бурого, начинающего раскристаллизовываться стекла, нередко с перлитовой структурой. По восточному контуру жерловины зачастую наблюдаются вулканические брекчии. Жерловина имеет форму согнутой под прямым углом плоской линзы, причем северная ее часть, несомненно, вклинена между баштавакским и курусайским тектоническими нарушениями. Восточнее центральной жерловины наблюдается серия мелких округлых (площадью от 0.5 до 10 га) жерловин-ответвлений главного канала. Прямые стенки их возвышаются на несколько метров над более легко разрушающимся, вмещающим их гранодноритом.

Гораздо труднее обнаружить каналы, жерловины или кратеры вулканов, создавших нижние горизонты. Из опыта современной вулканологии известно, что извергающиеся лавы тщательно маскируют выведшую их на поверхность жерловину. Задача осложняется еще и тем, что полного разреза через кварцевые порфиры нигде не зафиксировано. Одним из нерасшифрованных, но возможно весьма интересных в этом отношении участков, является район развития вулканических брекчий с впаянными грандиозными обломками кислых эффузивов к юго-западу от месторождения Адрасман. Однако, трактовка этого участка как жерловины повлечет за собой естественную необходимость признания наличия под видимым 1-м горизонтом фельзитов и сферолитовых порфиров, составляющих теперь отдельные глыбы брекчии. Нуждается в проверке предположение о тектоническом образовании брекчий.

Легче выявляются центры извержений и жерловин (некки) мелких вулканов палеодацитового этапа. Некки в современном срезе имеют размеры

от 0.15×0.25 км до 1 км² и четко отделяются от вмещающих их кварцевых порфиров. Для некоторых участков удается более детально исследовать кальдеры таких погребенных вулканов и выяснить характер и направление движения извергавшихся лав.

ЖИЛЬНЫЕ ФЕЛЬЗИТ-ПОРФИРЫ, АПЛИТ-ПОРФИРЫ И ДИАБАЗОВЫЕ ПОРФИРИТЫ

Весь вышеперечисленный комплекс изверженных пород пересекается дайками красных фельзит - порфиров (аплит - порфиров) [1] и зеленых диабазовых порфиритов. К несомненно более молодым относятся лишь те дайки, которые пересекают средне-карбоновую эффузивную толщу. Почти все дайки имеют северо-восточное простирание. Мощность их колеблется от 0.5 до 20 м, протяжение от 25 до 1000 м. В зальбандах нередко наблюдается ясная флюидальность. В среднем течении Опан-сая дайки фельзит-порфиров и диабазовых порфиритов чередуются друг с другом, образуя сложные полосчатые дайки, мощностью до 30 м. Во всех известных случаях пересечения кислых и основных даек последние неизменно являются более молодыми. Даже и в тех случаях, когда те и другие вмещены в одну трещину и тесно прилегают одна к другой, всегда обнаруживаются небольшие апофизы зеленых порфиритов, внедряющихся в фельзит-порфиры.

В районе Бадам-булака и по саю Коголмалы обнаружены небольшие штоки фельзит-порфиров, площадь которых достигает 0.6 км². Породы штоков отличаются от пород средних частей даек лишь большим количеством вкрапленников ортоклаза. Микроскопическое исследование аплит-порфиров показывает, что вкрапленники полевых шпатов относятся к калиевым разностям и реже к плагиоклазам. Структура основной массы фельзитовая, микропойкилитовая, пегматоидная, микрогранитовая, реже микроаплитовая. Диабазовые порфириты обнаруживают обычную офитовую структуру.

Химический анализ фельзит-порфиров и диабазовых порфиритов дал результаты, приведенные в табл. 3.

Соответственно числовые характеристики (по методу А. Н. Заварицкого) выражаются для них следующими величинами (табл. 4).

Таким образом, вышеописанные дайки можно рассматривать как результат дифференциации гранодиоритовой магмы, может быть, еще не вскрытого эрозией криптобатолита, более юного по сравнению с главной гранодиоритовой интрузией. Последовавшую вслед за тем фазу оруденения можно предположительно отнести к эманационной деятельности криптобатолита.

---

[1] Породы, описываемые в нашем районе как жильные фельзит-порфиры, у С. Ф. Машковцева для всего Кара-мазара названы аплит-порфирами.

Таблица 3

Компоненты	№ образца	
	1	2
SiO_2	73.91	46.47
TiO_2	0.11	0.86
Al_2O_3	12.46	17.56
Fe_2O_3	2.00	7.79
FeO	0.57	2.49
MnO	0.07	0.09
CaO	0.66	6.67
MgO	0.24	6.33
K_2O	6.56	2.20
Na_2O	1.97	2.52
P_2O_5	—	0.23
CO_2	—	3.13
H_2O гигр.	0.15	0.56
Потери при прокал.	1.37	3.17
Сумма . . .	100.07	100.07

1. Фельзит-порфир. Южный склон Ак-чечегли-тау. Коллекция А. Д. Каленова. Хим. лаб. ЦНИГРИ 1935 г. Аналитик Френкель.

2. Диабазовые порфириты. Дреш-сай. Коллекция В. А. Подвигина. Хим. лаб. Ср.-Аз. ГГГТ

Таблица 4

№ образца	*a*	*c*	*b*	*s*	*Q*
1	13.4	0.8	4.6	81.2	+34
2	9.5	3.4	22.7	59.4	—8.6

1. Соответствует гранодиоритовым аплитам и микрогранитам.

2. Соответствует жильным аналогам среднего базальта.

МЕЛОВЫЕ И ТРЕТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

На эродированной поверхности изверженных пород в виде отдельных обрывков на разных высотах лежат меловые и третичные отложения. Наиболее значительным из них является плита палеогеновых известняков и под-

стилающие ее пески и глины, расположенные на Саттарском плато между сел. Кара-мазар и Долоны.[1] Верхнюю часть разреза (25 м) представляют песчанистые и мергелистые известняки с отдельными горизонтами, содержащими *Gryphaea Esterhazyi* Pon. Средняя часть (около 15 м) представлена пластами гипса, чередующимся с рыхлым мергелем и белым песчаником, нижняя часть (40 м) представлена зелеными песчаными глинами, серыми песчаниками и рыхлыми красными и белыми песками. В небольших логах к востоку от р. Долоны обнажаются молодые гравиальные конгломераты и зеленые песчаники. Мелкие нарушения и залегания горизонтальной известняковой плиты можно отнести за счет дегидратизации гипсовых прослоев и усадки пластов в их кровле. Аналогичным описанному, но менее полным является разрез через останец мезокайназойских отложений на Тавакском плато.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Они представлены несколькими ярусами речных террас, делювием, пролювием и т. д.

Вышеприведенные материалы по стратиграфии восточного Кара-мазара дают возможность привести нижеследующую схематическую колонку:

	Мощность в м	Возраст
1. Известняки в разломах	—	D_3—C_1
2. Кварцевые диабазовые порфириты	—	C_1—C_2
3. Гранодиориты и гранодиорит-порфиры краевых фаций	—	
4. Гранодиорит-порфиры малых инструзий	—	
5. Эффузивнотуфогенная толща и подчиненные ей гипабиссальные порфиры	1000—1200	C_2
6. Жильные фельзит-порфиры и диабазовые порфириты, кварцево-гематитовые жилы и рудные тела	—	C_2—C_3
7. Красные глины и песчаники . .	40	Cr_1
8. Известняки, мергеля, гипсы . .	60	Cr_2+Pg
9. Речные отложения пролювий . .	—	Q

III. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИКИ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ВОСТОЧНОГО КАРА-МАЗАРА [2]

Тектоническая история района прослеживается с первых этапов варисцийской орогении с судетской ее фазы (по Штилле), проявившейся в смятии

[1] Подробный разрез приведен в работе С. Ф. Машковцева.

[2] Основой для данной главы явились руководящие положения по стратиграфии и тектонике Кара-мазара, высказанные С. Ф. Машковцевым (1935).

известняков $D_3 — C_1$, залегавших на жесткой платформе древних порфиров, в большую антиклиналь. Ее крылья, осложненные местными складками и куполами, смыкаются на крайнем западе Кураминского хребта у горы Барахтын-тау. По оси этой складки, имеющей северо-восточное простирание, вслед за тектонической фазой началось внедрение мощной гранодиоритовой интрузии, сопровождавшейся главным образом в окраинных частях серией малых интрузий.

Конец верхнего и начало среднего карбона являются периодами длительной и интенсивной эрозии известняковой кровли и обнажения глубинных частей батолита. Этот период закончился энергичной вулканической деятельностью вдоль южных окраин гранодиоритового массива. Ряд крупных дизъюнктивных нарушений, предшествовавших эруптивной деятельности и контролировавших трещины и каналы извержений можно трактовать как последние отголоски судетской фазы.

Поздневарисцийская орогеническая фаза началась пликативной дислокацией, которая собрала в пологие купола и складки с осями северо-восточного простирания мощную кан-и-мансурскую толщу эффузивов. Крылья складок имеют пологое падение 10—15° на СЗ и ЮВ. Углы падения в 30—40° встречаются весьма редко. Крупную куполообразную складку образуют эффузивы кушайнакской свиты в пределах средней части хребта Ак-чечеглитау, причем перегиб свода ее приходится на вершину горы Джелтимас.

Южное крыло этой складки в предгорной части хребта выполаживается и в равнине эффузивы лежат почти горизонтально. Также спокойно залегают эффузивы и в кушайнакской депрессии, где при своеобразных условиях эрозии образуются многочисленные мелкие сопки. В районе месторождения Тары-экан находится вторая крупная складка уже в эффузивах тары-эканской свиты. Верхние горизонты в северном крыле этой складки срезаются абразионной поверхностью Тавакского плато. Поздневарисцийская пликативная фаза завершилась крупными разломами и трещинами широтного и северо-восточного простирания. Часть их была выполнена инъекциями кислой и основной магмы (фельзит-порфиры и диабазовые порфириты), часть послужила путями для проникновения силикатных и рудных растворов. Наличие крупных серицитизированных полос вдоль варисцийских разломов, являющихся отличительной особенностью Кара-мазара, можно объяснить колоссальным привносом щелочей гидротермами в зоны нарушений.

Обилие рудных месторождений (более 30 на описываемой площади), наличие интенсивной минерализации целых массивов, рассеченных тонкими прожилками гематита, большое количество даек и кварцевых жил свидетельствует о мощных тектонических и рудообразовательных процессах, происходивших на изучаемом участке земной коры в конце палеозоя. Почти все рудные разломы имеют северо-восточное простирание (45—55°). Сопряженное

с ним меридиональное простирание встречается весьма редко; однако интенсивность оруденения в сопряженных разломах зачастую весьма значительна (Адрасман, Кзыл-унгур и др.). Из рудных разломов наиболее мощными является Кан-и-мансурский, имеющий протяжение около 10 км. Рудные разломы с азимутом простирания 40—45° являются в свою очередь сопряженными по отношению к главным контролирующим разломам Баштавакскому и Северному, имеющим почти широтное простирание.

Несомненно, что в восточном Кара-мазаре имеется немало и таких нарушений, которые не несут следов оруденения или каких-либо гидротермальных изменений: их невозможно отличить от сбросов и надвигов альпийского возраста.

Внедрением в эффузивную толщу вышеописанных дериватов огромного, еще не вскрытого эрозией криптобатолита заканчивается вулканическая деятельность в Кара-мазаре. Наступивший в конце верхнего палеозоя длительный континентальный режим, сопровождавшийся усиленным размывом палеозойских возвышенностей, продолжался вплоть до верхнемеловой трансгрессии. По С. Ф. Машковцеву (1935, 71), меловое море в Кара-мазаре как и во всем юго-западном Тянь-шане отличалось мелководностью, интенсивной пульсацией дна и увеличением глубины по направлению к Фергане.

Весь комплекс верхнемеловых и нижнетретичных отложений, сохранившийся в пределах восточного Кара-мазара лишь в виде разрозненных останцев, перебит колоссальными дизъюнктивными нарушениями, явившимися следствием грандиозного бокового давления жесткого массива изверженных пород в эпоху главной Альпийской орогении. Германотипный, по Штилле, характер складчатости определил наличие в Кара-мазаре сплошной мозаики горстов и грабенов, столь резко сказавшейся на современной геоморфологии гор. Вертикальная амплитуда нарушений определяется по разностям высот обрывков горизонтально залегающих меловых и третичных отложений.

Выявление нарушений, относимых С. Ф. Машковцевым (1930) ко второй, более юной фазе альпийской орогении, фиксируемой в Ангренской долине перемещением верхнетретичных отложений, вследствие отсутствия последних на площади восточного Кара-мазара, невозможно, однако, ряд мелких постминеральных нарушений, по всей вероятности, относится не только к главной, но и к последующей альпийской орогенической фазе.

Исходя из вышеизложенного все зафиксированные на площади съемки нарушения можно разбить на три описанные ниже группы.

ВАРИСЦИЙСКИЕ РАЗЛОМЫ

Эти разломы сопровождаются мощными зонами осветленных пород и пакетами зажатых в них известняков D_3—C_1. Нередко этим нарушениям следуют мощные безрудные кварцевые жилы. Просмотр белых осветленных

пород под микроскопом показал, что они, под влиянием гидротермальных процессов подверглись интенсивной серицитизации. Пелитизацию этих пород нужно объяснить, главным образом, супергенными процессами. К этой группе относятся нижеследующие разломы: [1]

1. Баштавакский разлом. Наиболее крупный в Карамазаре, протяжение его не менее 180 км. Азимут простирания 85°. Сопровождается мощной зоной раздробленных и осветленных пород, достигающих 0.5 км в ширину. Характерны пакеты известняков D_3—C_1. Разлом сопровождается мощными безрудными кварцевыми жилами (фиг. 5).



Фиг. 5. Глыба известняков в Баштавакском разломе. (Фото).

2. Каракенский разлом. Северо-восточное простирание, сопряжен с Баштавакским. Сопровождается «пакетами» известняков и зонами осветления.

3. Базманский разлом. Азимут простирания 70° сопряжен с Баштавакским. Между последним и Базманским разломом залегает Кендская серия туфитов. По разлому развиты кварцевые жилы и осветление.

4. «Северный» разлом. Азимут простирания 80°, проходит у северного подножья Ак-чечегли-тау. Вдоль мощного «Северного» разлома и серии нарушений южнее Адрасман-баши произошло опускание части Саттарского плато с образованием кушайнакской депрессии. Разлом сопровождается мощной зоной серицитизированных пород.

5. Южная группа мелких разломов северо-восточного простирания прослеживается на южных склонах Ак-чечегли-тау. По интенсивности осветления они аналогичны «Северному» разлому.

АЛЬПИЙСКИЕ НАРУШЕНИЯ

1. Аккурский надвиг. Простирание СЗ, падение СВ∠43—60°. Осветление пород отсутствует. Линия надвига извилиста. Палеозойский граподиоритовый массив надвинут на мезозойскую плиту. Заворот

[1] Из нижеперечисленных нарушений в пределах описываемой площади ранее были известны Баштавакский разлом, «Северный» разлом и аккурский надвиг.

пластов палеогенового известняка по краю плиты может быть частично объяснен более поздним сползанием пластов и условиями эрозии.

2. Серия мелких постплиоценовых передвижек, нарушающих рудные тела.

НАРУШЕНИЯ НЕУСТАНОВЛЕННОГО ВОЗРАСТА

1. Карамазарский сброс отделяет тарыэканскую свиту от кушайнакской. Плоскость сброса имеет падение ЮЗ ∠ 40—45°. Осветление отсутствует.

2. Курусайский сброс имеет северо-западное падение. Срезает часть воронкообразной фельзитовой жерловины севернее горы Адрасман-баши.

По ряду косвенных признаков эти нарушения скорее всего относятся к альпийскому времени.

Как вывод из вышеописанного можно отметить, что доминирующим элементом в структуре района являются дизъюнктивные нарушения.

Варисцийские разломы имеют северо-восточное простирание. Они большей частью относятся к типу сложных разломов — разлистованных зон и, по всей вероятности, не отличались мощными вертикальными передвижками.

Альпийские нарушения, наоборот, имели значительный вертикальный размах, нередко с амплитудой перемещений, достигающих не менее 500 м. На это указывает залегание саттарской палеогенной плиты на 550 м ниже аналогичных, горизонтально залегающих отложений на Тавакском плато. Выяснение возрастных категорий тектонических нарушений затрудняется, несомненно, существовавшими подновлениями разломов судетской фазы как в поздневарисцийский, так и в альпийский орогенез.

В заключение необходимо отметить всю сложность тектонической структуры района, являющейся результатом двух пликативных и двух дизъюнктивных варисцийских и двух дизъюнктивных альпийских орогенических фаз.

IV. ОПИСАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

МЕСТОРОЖДЕНИЕ АДРАСМАН

Месторождение Адрасман расположено на южном склоне горы Адрасман-баши, в 3 км к востоку от кишлака Кара-мазар, на высоте 1750 м над уровнем моря.

Вмещающими оруденение породами являются эффузивные порфиры 1-го горизонта кушайнакской свиты с вкрапленниками кварца, такситовой текстурой и явно флюидальной основной массой. К северо-западу от месторождения близ водораздела на порфирах залегают как маркирующий горизонт слоистые туфы, к северу и к западу от месторождения развиты розовые фельзиты, выполняющие жерловины древних вулканов. У южного

подножья горы Адрасман-баши проходят альпийские сбросы. Один из них отделяет м. Адрасман от свинцового месторождения Чукур-джилга.

Месторождение приурочено к зоне разлома, имеющего простирание СВ 20° и вертикальное падение. Адрасманский разлом прослежен по поверхности на протяжении 600 м, рудоносной же является лишь его центральная часть длиной 230 м. С юго-запада и северо-востока рудоносная часть разлома ограничена постминеральными нарушениями, за пределами которых оруденения не обнаружено.

Мелкие передвижки, смещающие рудное тело на 1—2 м, замечаются и в центральной части месторождения.

С поверхности рудное тело, как и в остальных месторождениях восточного Кара-мазара, почти на всем протяжении рудоносной части разлома выбрано щелеобразными древними выработками. В отвалах последних встречаются обломки кварца с халькопиритом, висмутином и висмутовыми охрами.

Рудоносная часть разлома представляет собою зону брекчированного, окварцеванного и хлоритизированного кварцевого порфира. Зона хлоритизированной брекчии темнозеленого, почти черного цвета, имеет мощность от 0.85 до 4 м и более. Порфиры, прилегающие к хлоритизированной зоне, обычно серицитизированы; мощность зон серицитизации колеблется от 0 до 12 м. Таким образом, в целом изменение пород в разломе распространяется на мощность 15—25 м. Зона изменения, главным образом в части хлоритизированной брекчии, насыщена большим числом кварцевых прожилков, среди которых выделяется одна наиболее крупная сложная жила мощностью около 1 м, с перерывами, прослеживающаяся на всем протяжении месторождения. Висмутово-медное оруденение на Адрасмане связано с кварцем.

Н. А. Хрущев на основании просмотра прозрачных шлифов адрасманских руд устанавливает три разновидности кварца, а именно:

1. Кварц крупнокристаллический в виде изометрических зерен величиной от 0.5 до 5 мм.

2. Кварц гребенчатый, обрастающий кристаллы кварца первой разновидности.

3. Кварц изометрических очертаний мелкозернистый; аггрегаты зерен его, имеющие величину в десятые доли миллиметра, заполняют трещины и пространство между кварцем второй разновидности.

Все перечисленные разновидности связаны взаимопереходами и отлагались в последовательности, соответствующей их перечислению.

Основной морфологической особенностью месторождения является чередование линзообразных раздувов и пережимов.

В рудах Адрасмана установлены следующие первичные минералы (в порядке количественного убывания): гематит, пирит, халькопирит и висму-

тин, арсенопирит, витехенит, клапротолит и эмплектит. В единичных случаях установлены: сфалерит, галенит, аргентит и тетраэдрит, изредка встречается самородное золото и серебро.

Исследование руд и боковых пород позволяет утверждать, что пирит тесно связан с процессами серицитизации. Халькопирит, гематит, висмутин и др. минералы большей частью разобщены с серицитом и встречаются в кварце и в хлоритизированной части разлома. Висмутин повсеместно ассоциирует с халькопиритом и, вероятно, отложился вместе с ним или вскоре после него. Последовательность в образовании рудных минералов наблюдается следующая: пирит, гематит, арсенопирит, халькопирит и висмутин и, наконец, медновисмутовые минералы.

С поверхности на глубину 15—20 м распространяется зона окисления, в которой устойчивым оказался лишь гематит. Пирит превращен в разнообразные лимониты и гетит. Халькопирит — в сетчатый лимонит и обычные окисленные медные минералы. Арсенопирит переходит в скородит, висмутин и медно-висмутовые минералы переходят в охристые углекислые соединения висмута.

Образование месторождения Адрасман произошло в две фазы. В первую по нарушенной зоне по мелким трещинкам зоны раздробления поднялись гидротермы, произведшие серицитизацию кварцевых порфиров в зоне мощностью 15—25 м. Интенсивная брекчиированность при этом отсутствовала. Единственным рудным минералом, образовавшимся в этом процессе, является пирит. Вторая фаза началась с катаклаза и лишь в брекчиированную часть ранее серицитизированных пород разлома проникали гидротермальные растворы, насыщенные Si, Mg, Al и сульфидами.

Основным элементом в предварительной оценке месторождения необходимо считать опробование, показавшее, что, кроме висмута, некоторый интерес представляют запасы меди (до 3000 т) и серебра, попутное извлечение которых при выплавке висмута вполне вероятно.

МЕСТОРОЖДЕНИЕ МАРАЗ-БУЛАК

Месторождение Мараз-булак расположено в верхней части кишлака Кара-мазар, в 4.5 км к западу от месторождения Адрасман, на высоте около 1600 м над у. м., в весьма благоприятных экономических условиях. Автомобильная дорога подходит к самому устью разведочной штольни, заданной у русла р. Кара-мазар на 2 м выше пойменной террасы. Вмещающими оруденение породами являются частью кварцевые порфиры с прослойками туфовидных пород и включениями вулканических бомб, а частью также и палеодациты. Севернее месторождения, отделенные от него Баштавакским разломом, распространены гранодиориты и гранодиорит-порфиры и восточнее за карамазарским сбросом — порфиры и туфы тарыэканской свиты. Кварцевые и полевошпатовые порфиры пересечены серией даек диабазовых порфиритов.

Месторождение представлено системой трещин северо-восточного направления, выполненных кварцем с гематитом и сульфидами. Главная рудная трещина под углом пересекает р. Кара-мазар. Часть жилы, переходящая на левый берег, носит название Мараз-булак. Правобережная часть ее называется Камазак-булак. Последний участок месторождения весьма незначителен и поэтому не затрагивается в дальнейшем описании.

Рудное тело сложено крупнозернистым гребенчатым кварцем или массивным мелкозернистым, выполняющим тонкие трещины и пустоты между кристаллами кварца первой генерации. Из рудных минералов в порядке убывания встречены:

1) первичные: гематит, халькопирит, пирит, висмутин, сфалерит и галенит;

2) вторичные: лимонит, гидрогематит, халькозин, ковеллин, борнит, клапротолит, малахит и медная зелень, висмутовые охры, карбонаты висмута и самородная медь.

Изменения вмещающих пород — серицитизация, хлоритизация и окварцевание выражены для Мараз-булака весьма слабо. Лишь на 70 м штольня вскрыла мощную зону измененного и брекчированного кварцевого порфира. Среднее содержание металлов по всему месторождению определяется для висмута невысокой цифрой и для меди — 3.36%. Анализ трех сборных проб, взятых по штольне, показал отсутствие вольфрама, молибдена и следы олова. В июле 1934г. был произведен промер штольни гамма-прибором. Полученные цифры свидетельствуют об отсутствии повышенной активности мараз-булакских руд.

МЕСТОРОЖДЕНИЕ ДЖЕЛТИМАС

Месторождение Джелтимас расположено на гребне хребта Ак-чечеглитау в 3.5 км к юго-востоку от р. Долоны на высоте 1650—1750 м над уровнем моря. Гора Джелтимас, являющаяся одним из звеньев хребта, разделяет верховья глубоко размытых ущелий: Джусалы, Джелтимас южный (правый приток Коголмалы) и Джелтимас северный. Устье центральных древних выработок месторождения расположено на 150—180 м выше верховий упомянутых ущелий. Ближайшие родники находятся: в Загзалы в 0.7 км к северу от месторождения (с дебитом 0.2 л/сек.) и в южном Джелтимасе, в 0.5 км к юго-востоку от месторождения. При соответствующей расчистке как того, так и другого воды будет вполне достаточно для снабжения рабочего поселка. Весьма мелкие роднички имеются в зарослях тала в саю Джусалы. Ближайшие каменистые вьючные тропы ведут из кишлака Долоны в верховья Джусалы через одноименный перевал и в Когол-малы-сай через перевал Джелтимас. По саям Джусалы и Коголмалы от террас Кара-мазар-сая можно провести автомобильную дорогу: первая, длиной 3 км, вторая 8 км. Для

освоения месторождения с севера проведена дорога в депрессии через перевал Кушайнак.

Хребет Ак-чечегли-тау в окрестностях месторождения сложен эффузивами кушайнакской свиты. Основание хребта слагают эффузивные кварцевые порфиры 1-го горизонта. На порфирах лежат палеодациты — обычные андезинофиры с гиалопилитовой основной массой. Макроскопически это черная плотная порода с эпидотизированными вкрапленниками плагиоклаза. По составу они относятся к палеодацитам и палеотрахитам. Изредка наблюдаются прослои туфобрекчий между отдельными пластами палеодацитовых лав. Для кварцевых порфиров и палеодацитов характерны: агломераты, туфобрекчии и такситовые текстуры. На палеоцитах, местами непосредственно на кварцевых порфирах залегают как маркирующий горизонт слоистые туфы. Мощность их вариирует от 10 до 80 м. Нижние пачки в нормальных разрезах представлены серыми тонкоплитчатыми, слоистыми разностями: верхние — более массивными светлозелеными туфами.

На маркирующем горизонте залегают желтые, розовые, местами бордовые, флюидально полосчатые микро-пойкилит-сферолитовые обсидианы и фельзиты. Покров фельзитов, завершающих разрез, шапками увенчивает многочисленные сопки кушайнакской депрессии. Необходимо отметить также аркозы и туфиты, встреченные севернее горы Асказан, в небольшом обнажении и в южных предгорьях хребта в местности Бадам-булак.

Эффузивная свита смята в куполообразное поднятие, причем размытый свод ее приурочен к вершине горы Джелтимас. Крылья купола подверглись интенсивным процессам микроскладчатости и перебиты серией дизъюнктивных нарушений широтного и северо-восточного простирания. К ним относятся Северный разлом с азимутом простирания 80° и крутым падением на северо-запад (осветление пород развито, главным образом, в висячем его боку) и ряд более мелких разломов, сопровождающихся широкой зоной (до 0.5 км) серицитизированных пород, расположенных в 4—5 км к юго-востоку от горы Джелтимас. От основных разломов отходит целая серия ответвлений и параллельных трещин. Кроме того, параллельно главным разломам и большей частью под некоторым углом к ним располагаются многочисленные дайки аплитпорфиров, кварцево-гематитовые жилы и рудные тела.

Вмещающими оруденение породами являются верхние горизонты эффузивных кварцевых порфиров с такситовой текстурой. Палеодациты и палеотрахиты распространены северо-восточнее месторождения. Типичный некк палеодацитов расположен на водоразделе в 0.5 км к югу от месторождения. Слоистые туфы сохранились лишь небольшими пятнами к югу и к северо-востоку от месторождения.

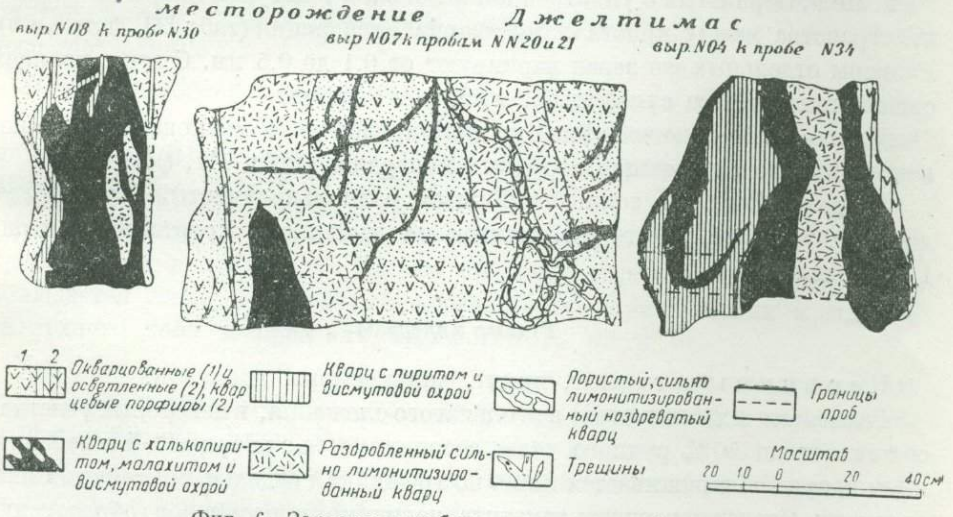
Тектоника участка развития оруденения весьма проста. Порфиры и туфы, залегающие в ядре брахиантиклинального поднятия, лежат почти горизонтально. Из дизъюнктивных нарушений зафиксирован лишь один неболь-

шой сброс, нарушающий слоистые туфы на водоразделе саев Загзалы и Северный Джелтимас. Сброс этот имеет северо-восточное простирание и угасает у северного подножья горы Джелтимас.

Параллельно рудному телу в 100 м к югу от него, пересекая порфиры и туфы, проходит дайка фельзит-порфира мощностью 5 м с азимутом простирания 72°. Вблизи рудного тела, местами составляя его зальбанды, проходит дайка диабазового порфирита мощностью 1—1.5 м. Рудное тело приурочено как к висячему, так и к лежачему боку дайки. На участке выработок № 03 и 04 дайка разорвана рудной трещиной по средине.

Характеристика оруденения

Сложная трещина, к которой приурочено месторождение, имеет простирание СВ 55—60° и прослеживается на расстоянии 1.5 км. Древними выработками месторождение вскрыто с перерывами на протяжении около 500 м. Выработки № 02, 03, 04, 05 и 07 сопровождаются отвалами, богатыми висмутовой охрой, расположенными на южном склоне горы Джелтимас. Лишь одна выработка (№ 02) имеет отвал кроме южного и на северном склоне горы. Суммарная площадь отвалов равна 3 000 м² при средней глубине от-



Фиг. 6. Зарисовки забоев древних выработок.

вала 0.6 м. Изучение древних выработок и выходов на поверхности показало, что рудное тело представляет собою сложную кварцевую жилу, местами разветвляющуюся и имеющую пережимы, раздувы и ответвления.

Судя по забоям в целиках древних выработок и отвалам, рудное тело сложено кварцем с вкрапленниками гематита, халькопирита, висмутина и реже — пирита и арсенопирита. Редко встречающийся барит относится к пострудным образованиям (фиг. 6).

Древние выработки были заложены в зоне окисления, и поэтому в отвалах и забоях кварц сильно лимонитизирован, пронизан прожилками гематита, бурых и смоляных лимонитов, малахита и висмутовой охры (в редких случаях встречается мышьяковая охра). Висмутовые охры встречаются повсеместно в отвалах на стенках и в забоях древних выработок в виде ориентированных игл соломенно-желтого цвета, местами в виде мелких едва заметных иголочек, и иногда в виде крупных стеблевидных кристаллов длиною до 10 см при ширине $1^1/_2$ см (табл. IV, фото 12). Реже висмутовая охра встречается в виде налетов и пленочек.[1]

Микроскопическое изучение руд и вмещающих пород

Жильные минералы

Кварц. Под микроскопом ясно различаются две разновидности кварца:

1. Крупнокристаллический гребенчатый призматический кварц с зонально расположенными включениями (табл. III, фото 8 и 9); нередко по периферии отдельных его кристаллов нарастает перистый кварц. Кварц этот во всех шлифах безрудный.

2. Мелкозернистый с уплотненной массивной текстурой кварц выполняет пространства между кристаллами кварца I генерации (табл III, фото 8 и 9). Размеры отдельных его зерен вариируют от 0.1 до 0.5 мм. С этим кварцем связан гематит, все сульфиды и мусковит (серицит).

Мусковит. Мелкие чешуйки буровато-прозрачного мусковита нарастают вокруг кварца I генерации и рудных минералов (табл. III, фото 11).

Хлорит. Зеленый тонкочешуйчатый радиальнолучистый хлорит (делессит) отлагался вместе с гематитом на вершинках кристаллов кварца I генерации.

Рудные минералы

Первичные: гематит, пирит, халькопирит, висмутин.

Гематит—пластинчатого и игольчатого сложения, в некоторых участках составляет до 50% рудного тела: ассоциируется с кварцем 1-й генерации; в 1-м кварце обнаруживается лишь по трещинкам отдельными тонкими пластинками. Ячеистая разность гематита, повидимому, вторичного образования (гидрогематит).

Пирит обнаруживается в виде отдельных мелких реликтовых зерен.

Халькопирит — редкие зерна в кварце. Большая его часть, повидимому, превращена во вторичные минералы: халькозин, ковеллин, борнит, малахит и брошантит.

---

[1] Вся группа вторичных висмутовых минералов в дальнейшем описании объединяется под названием «висмутовой охры».

Висмутин в виде мелких остаточных зерен и точечной массы среди висмутовых карбонатов и охр.

Вторичные: лимонит, карбонаты висмута, малахит.

Лимонит встречается отдельными скоплениями коломорфного сложения на месте разложенных сульфидов и переотложенным в трещинках руды; местами прорастает гематит в виде субграфической текстуры.

Карбонаты висмута. В эту группу входит базовисмутин $2Bi_2O_3.CO_2H_2O$, висмутит $Bi_2O_3 . CO_2H_2O$ и др. пока еще точно не определенные карбонаты более сложного состава. В проходящем свете они представлены темнозелеными землистыми скоплениями, замещающими крупные кристаллы висмутина (базовисмутит) и светложелтыми чешуйками с высоким двупреломлением (карбонаты висмута).

В большинстве шлифов карбонаты висмута имеют коломорфное сложение и по внешним очертаниям сохраняют удлиненно-призматическую форму висмутина (табл. III, фото 8). Очень редко карбонаты висмута встречаются по трещинкам в руде.

Висмутовые охры. Желтые и зеленые, почти прозрачные чешуйчатые минералы, замещающие висмутин; в шлифе отличаются от висмутовых карбонатов только микрохимическими реакциями (на CO_2). Встречаются реже последних.

Малахит образует радиальнолучистые аггрегаты в гематите и кварце. Околожильные изменения боковых пород выражаются в серицитизации, хлоритизации и окварцевании. Общая мощность зоны измененных пород достигает 8 м.

Серицитизации в кварцевых порфирах подверглись, главным образом, вкрапленники плагиоклаза. Полное обеление пород при серицитизации наблюдается лишь в породах, непосредственно прилегающих к зальбандам рудного тела в пределах выработок № 03 и 04.

Хлоритизация. Кварцевый порфир интенсивно хлоритизирован лишь в местах сильного дорудного катаклаза. Хлоритизации подверглись, главным образом, выкрапленники полевых шпатов. В основной массе зеленый хлорит расположен отдельными пучками и гнездами. Ширина зоны хлоритизации не превышает 0.5—0.8 м.

Более интенсивно происходила хлорицитизация диабазового порфирита. Под микроскопом диабазовый порфирит, взятый из полосы, примыкающей к зальбандам рудного тела, представляет собой сплошной войлок зеленого тонкочешуйчатого хлорита с низким двупреломлением (пеннин или клинохлор). В массе хлорита с трудом распознаются реликты призматических кристаллов лабрадора. По мере удаления от рудного тела, и главным образом, при соприкосновении диабазового порфирита с рудными швами, местами сохраняется нормальная офитовая структура порфирита. В таких породах

заметно, как хлоритизация началась по тончайшим паутинообразным трещинкам.

Окварцевание, повидимому, происшедшее большей частью после хлоритизации во вторую (собственно рудную) фазу оруденения, проявляется в пересечении боковых пород мелкими прожилками кварца. Раздробленность (табл. III, фото 10) и разлистованность кварцевых порфиров вдоль главной жилы привели в некоторых участках (выработка № 05 и промежуточный участок) к образованию целой системы как более крупных ветвящихся жилок, мощностью от 1 до 10 см, так и мельчайших прожилков, пронизывающих боковую породу.

МЕСТОРОЖДЕНИЕ АСКАЗАН

Месторождение Асказан расположено в 1.5 км к югу по прямой линии от месторождения Джелтимас на вершине горы того же названия. Две параллельные трещинные рудные жилы расположены в 100 и 120 м к югу от вершины горы.

Вмещающими породами для верхней части месторождения являются флюидально-полосчатые фельзиты (4-й горизонт); для нижней части — горизонтально залегающие слоистые туфы (3-й горизонт). Их подстилают полевошпатовые и кварцевые порфиры.

Зона оруденения, вытянутая в северо-восточном направлении (СЗ 56°), вкрест простирания рассечена ущельем Терек. К западу от ущелья месторождение прослеживается по древним выработкам на 350 м. Выработки здесь узкие, щелеобразные, шириной от 0.5 до 1 м, редко до 1.5—2.0 м и очень глубокие. В западной части месторождения на горе Асказан, где наблюдается падение рудного тела на СЗ $\angle$ 60°, глубина их до завала достигает 40 м. Северная стенка выработок представляет собой гладкую поверхность, в южной вырублены ступеньки (для подъема руды).

В восточном участке наблюдаются мелкие древние выработки (№ 014, 015) и выходы жил гребенчатого кварца на поверхности. Опробование их дало ничтожное содержание висмута. Как видно, этот участок гораздо беднее центрального.

В отвалах центрального участка находятся обломки белого столбчатого, местами мелкозернистого кварца, с вкрапленниками гематита, халькопирита, реже пирита, арсенопирита и висмутовых охр. Нередко на щетках кварцевых друз между вершинками кристаллов, располагаются аггрегаты мелкозернистого кварца со смоляным лимонитом и висмутовой охрой. Просмотр прозрачных шлифов показал наличие двух типов кварца, аналогичных таковым в джелтимасских рудах. В редких случаях наблюдается среднезернистый кварц в виде прожилков, пересекающих указанные разновидности. Изменение вмещающих фельзитов выражено в слабой сери-

цитизации и окварцевании их по трещинкам, параллельным рудной зоне. Относительная малоизмененность пород объясняется механическими свойствами фельзитов.

К востоку от ущелья Терек по направлению оруденения прослеживается зона измененных пород. Еще далее на восток оруденение вмещено в одну трещину с дайкой диабазового порфирита. Микроскопическое изучение последнего обнаружило сильное гидротермальное изменение под влиянием рудообразовательных процессов.

Севернее вершины горы Асказан, на склоне, обращенном к Джусалысаю, параллельно Центральному участку, обнаруживается еще одна короткая висмутоносная жила, вскрытая одной древней выработкой, длиной 30 м, заваленной на глубине 10—12 м. На поверхности у устья выработки в лимонитизированной жиле встречаются крупные стрелообразные кристаллы висмутина. В юго-западном забое кварц пронизан мелкими вкрапленниками гематита, пирита, халькопирита и висмутовой охры. Анализ жилы в описанных участках дал положительные результаты. В отвалах висмутовые охры аналогичны Джелтимасским (табл. IV, фото 13).

Протяженность месторождения Асказан, сравнительно высокое содержание висмута в рудах центрального и северного участков, полная аналогия состава их с рудами Джелтимаса, залегание оруденения в 3-м и 4-м горизонтах эффузивной толщи определяют необходимость более детального изучения этого месторождения.

Ниже месторождения Асказан по саю Терек метров на 100 среди слоистых туфов выше источника обнаружены выходы двух пластовых висмутоносных жил гематита. В крупночешуйчатом гематите имеются прожилки мелкозернистого охристого кварца с редкими вкраплениями висмутовых охр. Гематитовые жилы разделены пропластком сильно хлоритизированного туфа и прослеживаются на 50 м. Данный выход генетически несомненно связан с центральным каналом или его ответвлением, насыщавшим всю систему описанных жил Асказана, и свидетельствует о значительных миграциях рудных растворов по пластам слоистых туфов. [1]

МЕСТОРОЖДЕНИЕ КОК-ТЕРЕК

Месторождение Кок-терек, открытое уже в самом конце поисковых работ, расположено на скалистых юго-восточных склонах горы Кок-тау. Центральная часть месторождения (устье древней штольни — выработка № 05, имеющая барометрическую отметку 1535 м над уровнем моря) на 195 м выше сая Коголмалы. Склоны горы Кок-тау пересечены каньонами Большой и Малый

[1] На геологической карте В. Кара-мазара описанный выход отмечен месторождением Терек-булак.

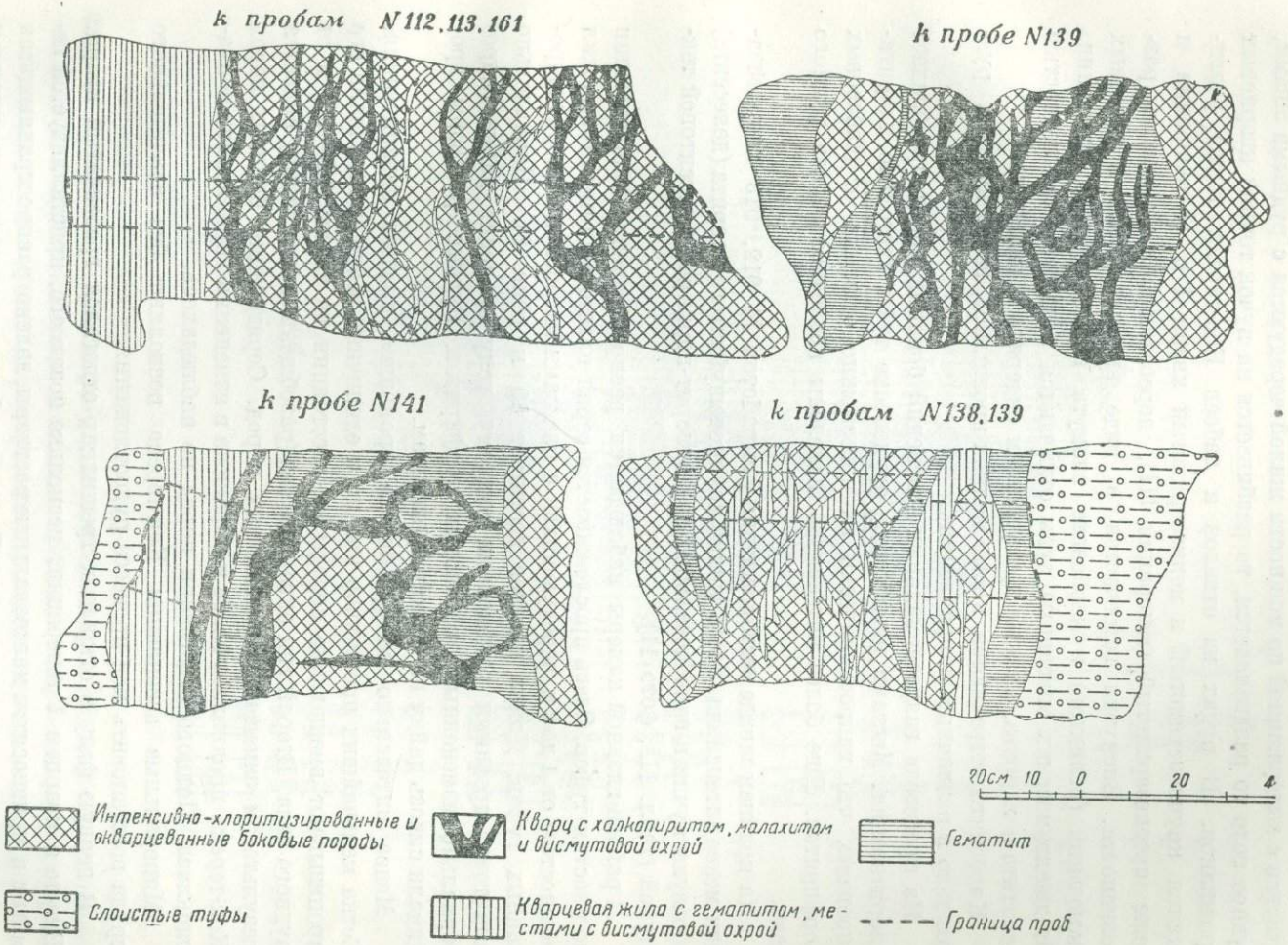
Кок-терек. Подъем на месторождение весьма утомителен. Вода у подножия месторождения имеется лишь в маленьком роднике по саю Большой Кок-терек и на расстоянии 1.5 км — в саю Коголмалы с дебитом 0.15 л/сек.

Гора Кок-тау сложена полого залегающими кварцевыми порфирами, слоистыми туфами и фельзитами, пересеченными серией штоков гипабиссальных гранодиорит-порфиров, даек аплит-порфиров и перебитыми тектоническими нарушениями северо-восточного простирания (фиг. 7).

Южные склоны Кок-тау и низовья сая Коголмалы местами сплошь пересечены параллельными дайками фельзит-порфиров. Средняя мощность таких даек 5—6 м, местами доходит до 20 м при длине до 1 км. Простирание их большей частью северо-восточное. На восточных склонах Коголмалы и в местности Бадам-булак они переходят в мощные штоки, вероятно представляющие собою сателиты криптобатолита. Дайки диабазовых порфиритов встречаются в окрестностях месторождения Кок-терек гораздо реже, но зачастую сопровождаются мощной зоной измененных пород. Они неизменно пересекают дайки фельзит-порфира и, в свою очередь, пересекаются рудными телами. Дайки диабазового порфирита имеют мощность, не превышающую 1 м. Одна из даек проходит весьма близко от месторождения (на расстоянии 14—20 м от него), в некоторых участках составляя зальбанды рудного тела.

Пликативная тектоника участка весьма проста. Пласты слоистых туфов и полосчатых фельзитов горы Кок-тау имеют незначительные падения на юг, представляя собою выполаживающееся крыло упоминавшегося выше Джелтимасского купола. К юго-западу от месторождения намечаются мелкие перегибы и падения пластов в обратную сторону на север. Из радиальных нарушений поздневарисцийского орогена необходимо отметить «кок-терекский сброс», пересекающий склоны горы Кок-тау в 150 м ниже (южнее) месторождения. Сохраняя северо-восточное простирание, параллельное рудной зоне, он прекрасно прослеживается по серии перемещаемых им даек. Группа мелких сбросов, повидимому, того же возраста, пересекает обрывы горы Кок-тау и приводит в соприкосновение различные горизонты эффузивов. К несомненно варисцийским направлениям следует отнести также сеть переплетающихся даек северо-восточного простирания. Постминеральных нарушений на месторождении не наблюдалось. Месторождение приурочено к оруденелой трещине длиною около 1.5 км с азимутом простирания 61° и углом пад. от 85 до 60° на север. Вмещающими породами являются слоистые туфы, верхние пласты горизонта кварцевых порфиров и гипабиссальные порфиры. Наиболее интенсивно вскрыт глубокими древними работами юго-западный участок месторождения, длиною 320 м, расположенный на водоразделе между саями Большой и Малый Кок-терек. На западе размеры выработок вместе с мощностью рудного тела постепенно уменьшаются.

Рудное тело представляет собою сложную кварцево-гематитовую жилу с сульфидами меди, висмута в интенсивно хлоритизированной зоне (фиг. 7).



Фиг. 7. Зарисовки забоев древних выработок месторождения Кок-терек.

Участки с выдержанной по мощности жилой чередуются с рудными швами, рудное тело то раздваивается, то разбивается на пучок тонких кварцевых прожилков. В рудах из отвалов и забоев Кок-терека также различаются крупнозернистый и мелкозернистый кварц I и II генерации и реже среднезернистый (генерация III), пересекающий указанные разновидности. Висмутин встречается в виде вкрапленников и точечных включений (реликтов) в карбонате висмута колломорфного сложения. От джелтимасских описанные руды отличаются бóльшей вкрапленностью гематита и хлорита, а также присутствием сидерита и кальцита.

Карбонаты встречаются в виде мелких прожилков, пересекающих рудное тело в различных направлениях.

Из процессов гидротермальных изменений боковых пород преобладает хлоритизация. Местами вмещающие оруденение туфы настолько хлоритизированы, что макроскопически их невозможно отличить от диабазовых порфиритов. Еще более интенсивно изменены последние вблизи рудного тела.

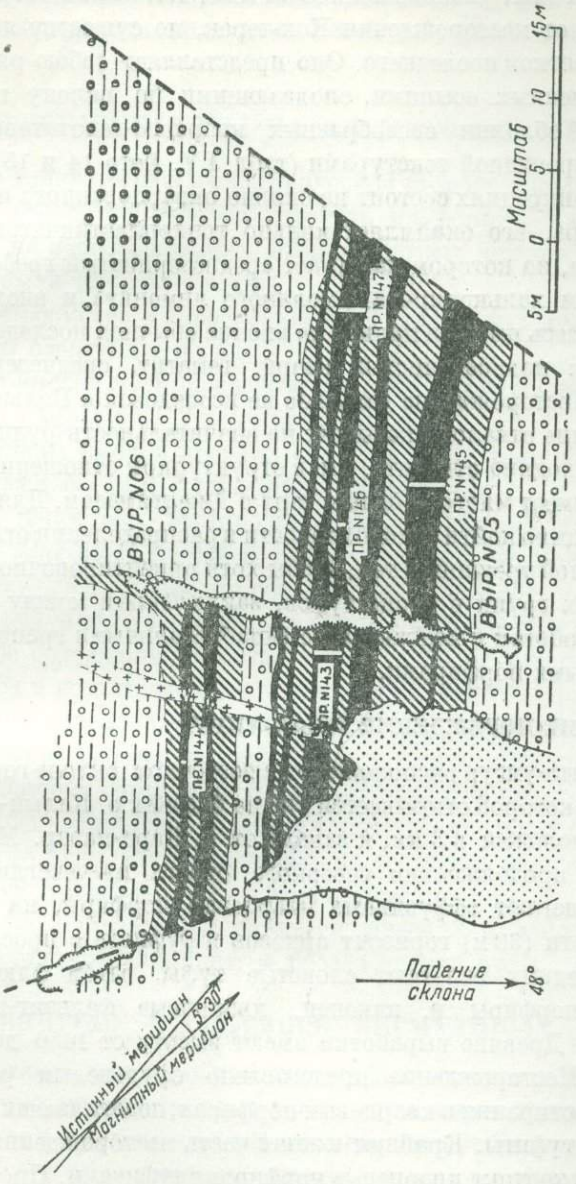
На крайнем западе месторождения у выработок № 012, 013 хлоритизация менее интенсивна. Здесь жилки крупночешуйчатого хлорита (делессита) образуют пучки в гипабиссальных гранодиорит-порфирах с такситовой текстурой (табл. III, фото 11).

В районе главной камеры наблюдается распространение хлоритизации по пластам туфов. Здесь прослеживается серия пластовых гематитовых жил мощностью от 1 до 2 м, чередующихся с пластами интенсивно хлоритизированных туфов. Длина пластов достигает 50 м (фиг. 8). Параллельно вынутому древними рудокопами рудному телу проходит дайка гидротермально измененных диабазовых порфиритов. Рудные растворы проникали сквозь дайку по мелким трещинкам.

Менее интенсивно на Кок-тереке проявился процесс окварцевания. Сетка мельчайших прожилков кварца и единичные зерна и скопления его пронизывают вмещающие породы на расстоянии не свыше 0.3—0.6 м от рудного тела. Второй тип окварцевания (разобщенные скопления) является результатом замещения вмещающих пород. Серитизация боковых пород Кок-терека проявилась слабо и выражена в изменении вкрапленников плагиоклаза. Полного осветления пород не наблюдалось.

Минеральные ассоциации Кок-терека позволяют без значительного труда восстановить ход процесса рудоотложения.

В первую фазу в открытых трещинках отлагался гребенчатый кварц. Вместе с кварцем I генерации, несколько позже его, кристаллизуется гематит и привносятся магнезиальные растворы, далеко распространяющиеся по порам и трещинкам в туфах. Во вторую фазу, вслед за приоткрыванием сформировавшейся кварцево-гематитовой жилы, происходит приток второй волны силикатных растворов: кристаллизуется мелкозернистый кварц с суль-



Фиг. 8. Зарисовка северо-восточного склона юго-западного участка месторождения Кок-терек.

фидами. И, наконец, в третью фазу по мельчайшим прожилкам, в местах наличия заметной «давленности» рудного тела проникают карбонатные растворы.

К востоку от сая Малый Кок-терек месторождение почти не исследовано. Древних выработок здесь гораздо меньше, чем на юго-западном участке.

К северу от описанных участков по мощному разлому проходит почти безрудная кварцевая жила с редкими вкрапленниками висмутина и гематита.

Месторождение Кок-тын, расположенное на северном склоне горы Кок-тау в 0.5 км к северу от месторождения Кок-терек, по существу является крайним северным участком последнего. Оно представляет собою ряд древних выработок, заваленных осыпями, сползающими по склону горы. В отвалах встречаются обломки своеобразных кварцево-гематитовых руд с брекчиевидной и шаровидной текстурами (табл. IV, фото 14 и 15).

Ядро в шаровых конкрециях состоит из сильно окварцованного и хлоритизированного порфира, его окаймляет кольцо тонкопластинчатого гематита шириною 2—3 мм, на котором нарастает среднезернистый гребенчатый кварц с вкраплениями халькопирита, смоляного лимонита и висмутовых охр. Таким образом, здесь имеется налицо не вполне обычная последовательность рудоотложения: мелкозернистый кварц, гематит, среднезернистый кварц с сульфидами. Месторождение детально не исследовано. Большое площадное распространение отвалов указывает на значительность рудных тел.

В заключение необходимо отметить, что в структурном отношении месторождение Кок-терек имеет много сходных черт с Джелтимасом. Для оценки его перспектив необходимо найти закономерности в распределении отдельных групп линз вдоль рудной трещины с тем, чтобы хотя ориентировочно определить количество таких групп в блоке туфов, заключенном между нижней границей древних выработок и контактами с гипабиссальными гранодиорит-порфирами и кварцевыми порфирами.

МЕСТОРОЖДЕНИЕ КЗЫЛ-УНГУР

Месторождение Кзыл-унгур расположено на восточном склоне гор Кзыл-тау близ седловины, с которой открывается вид на бассейн р. Калын-алмалы. Хребет Кзыл-тау расположен в 3 км, к западу от р. Кара-мазар. Морфологически он является продолжением северного отрога Ак-чечегли-тау. В основании хребта залегают эффузивные кварцевые порфиры, на них незначительной мощности (30 м) горизонт аркозов и туфитов с прослойками известняка, на последних залегают слоистые туфы, затем флюидально полосчатые фельзит-порфиры и, наконец, кварцевые фельзит-порфиры тарыэканской свиты. Древние выработки имеют высоту от 1450 до 1490 м над уровнем моря. Месторождение представлено оруденелым разломом северо-восточного простирания в кварцевых порфирах, подстилающих полого залегающие аркозы и туфиты. Крайняя южная часть месторождения приходится на нормальный контакт кварцевых порфиров с туфитами. Протяжение разлома 0.5 км, азимут простирания СВ 28°. Оруденение представлено серией мелких ветвящихся кварцевых прожилков. Более крупные кварцевые жилы в том же разломе (первая фаза рудного процесса) обычно не содержат висмутового оруденения.

В генетическом отношении особенности Кзыл-унгура заключаются в незначительном притоке магнезиальных растворов, в преобладании суль-

фидных соединений железа над окисными и, наконец, в пространственной разобщенности продуктов 1-й и 2-й фазы минерализационного процесса.

V. ДРЕВНИЕ РАБОТЫ НА ВИСМУТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

Не останавливаясь на исторической стороне вопроса и системах древних горных работ, попытаемся ответить на вопрос, какой металл добывали древние на месторождениях, ныне известных как висмутовые, и почему эти работы были приостановлены.

При просмотре и опробовании многочисленных древних выработок были замечены следующие факты:

1. Во многих месторождениях богатые медью целики остались невыработанными (Адрасман, Джелтимас и др.).

2. Отвалы многих древних выработок содержат невыбранные древними рудокопами богатые медью обломки руд.

3. В некоторых месторождениях разрабатывались пиритизированные разломы (Загзалы, Ак-чечек), в которых медные минералы совсем не наблюдаются, содержание же серебра в них довольно высокое.

4. Первичные руды месторождений Адрасман и Мараз-булак дают незначительное содержание золота и мало серебра, в то время как окисленные зоны этих и всех прочих месторождений района содержат серебро.

Из вышеописанного можно сделать следующее заключение:

а) древние работы производились преимущественно на благородные металлы, главным образом на серебро, в зоне вторичного обогащения;

б) пройдя зону вторичного обогащения и исчерпав богатые легкоплавные серебряные руды, зачастую далеко не достигнув современного уровня грунтовых вод, древние бросали месторождение;

в) кроме благородных металлов, древних рудокопов, возможно, интересовали лишь весьма богатые гнезда медной руды.

VI. К ВОПРОСУ О ГЕНЕЗИСЕ ВИСМУТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Не пытаясь дать стройной схемы металлогении района и считая окончательное разрешение этого вопроса преждевременным, ограничусь лишь замечаниями о рудоносной магме, типах висмутовых месторождений и закономерности в геологическом положении всей висмутово-медной формации.

РУДОНОСНАЯ МАГМА

В связи с более молодым возрастом кан-и-мансурской эффузивной толщи, вмещающей оруденение, по сравнению с гранодиоритами центрального батолита — версия о значении последнего в процессах рудоотложения или с ним связанных малых интрузий механически должна отпасть.

Связывать оруденение непосредственно с наиболее юными интрузивными породами района — жильными фельзит-порфирами (аплит-порфирами) и диабазовыми порфиритами также нельзя, ибо наблюдаются участки (например, бассейн р. Опан-сай), где упомянутые дайки широко развиты, но висмутовых месторождений (так же как и свинцовых) не наблюдается. Естественнее всего связывать оруденение восточного Кара-мазара с криптобатолитом, производными дифференциатами которого являются и дайки и рудные тела.

Многочисленные наблюдения дают возможность установить, что висмутово-медные месторождения образовались по времени более поздно, чем дайки фельзит-порфира, и после кристаллизации большей части диабазовых порфиритов.

ПУТИ ПРОНИКНОВЕНИЯ ГИДРОТЕРМ

Мощные разломы дизъюнктивной поздневарисцийской тектонической фазы послужили по всей вероятности путями, проводившими гидротермы из магматических глубин. По этим основным рудопроводящим каналам проходила вся масса щелочных растворов, вызвавшая серицитизацию колоссальных объемов боковых пород. Силикатные рудные растворы, следовавшие за первой волной щелочных терм, или распылялись в огромной массе привнесенного материала, или сепарировались еще задолго до приближения к поверхности в более мелкие боковые трещины.

Благодаря механическому свойству лав, трещины имеют значительное протяжение, местами прямолинейное направление и сопровождаются целой серией более мелких трещин на различных расстояниях от главной. Трещины эти необходимо трактовать как расколы без значительного относительного перемещения. В разломах, где происходили вертикальные перемещения крыльев, наблюдается брекчирование и перетирание пород.

Трещины, подвергавшиеся минерализации, частью были открытыми и в них отлагался крупнокристаллический гребенчатый кварц, частью же образование рудного тела шло за счет интенсивного замещения боковых пород в слабо приоткрытых трещинах или разломах, а также в мелких трещинах, вызванных процессами подновления разломов. В этих случаях преобладает массивный мелкозернистый кварц.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВИСМУТОВЫХ И ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РАЙОНА

Все известные к настоящему времени висмутово-медные месторождения восточного Кара-мазара локализуются исключительно в кушайнакской свите эффузивов. Целиком в кварцевых порфирах (1-й горизонт) вмещаются месторождения: Адрасман, Джелтимас, Джусалы, Мараз-булак, Камазак-булак, Сары-курган, Кзыл-унгур, Алмалы, Толибет, Джузум и Акчукур.

В палеодацитах (2-й горизонт) залегает месторождение Кушайнак и Терекли-джилга.

В кварцевых порфирах и слоистых туфах (1-й и 3-й горизонты), частью в гипабиссальных порфирах — месторождение Кок-терек и Коктын.

В слоистых туфах и флюидальных фельзитах (3-й и 4-й горизонты) залегает месторождение Асказан.

Все полиметаллические месторождения района (за исключением месторождения Чукур-джилги) вмещаются в тарыэканской свите, главным образом, в нижнем ее горизонте — кварцевых фельзит-порфирах.

Учитывая пологое залегание горизонтов толщи, отмеченную локальность различных типов месторождения можно объяснить весьма просто. Более высокотемпературные висмутово-медные месторождения естественно должны были образовываться на больших глубинах от поверхности, чем более низкотемпературные полиметаллические.

Описываемая приуроченность месторождений к эффузивным свитам, конечно, возможна была лишь при условии пологой кровли крипто-батолита, погруженного, примерно, на одинаковую глубину под всей кан-и-мансурской толщей.

Кроме отмеченной закономерности намечается еще и определенная горизонтальная зональность в распределении рудных месторождений по отношению к основным продуктивным разломам района.

В непосредственной близости к «северному» разлому на расстоянии от 0.5 до 1.5 км от него находятся висмутовые месторождения Джелтимас Джусалы, Толибет, Алмалы и Кзыл-унгур.

Месторождения Асказан и Кок-терек тяготеют к двум менее протяженным, но также мощным разломам южной группы.

К Баштавакскому разлому тяготеют (0.5—1.5 км от него) месторождения Мараз-булак, Камазак-булак, Сары-курган и Адрасман. Более удалено от упомянутого разлома полиметаллическое месторождение Чукур-джилга.

Точно также наиболее крупные свинцовые месторождения района Тарыэкан и Кан-и-мансур удалены от обоих главных разломов Баштавакского и «Северного» на расстоянии не менее чем 4—5 км.

Из вышеизложенного становится ясным, что часть хребта Ак-чечегли-тау, заключенная между «Северным» и группой южных разломов, наиболее перспективна в смысле висмутового оруденения. Несомненно существовавшие в пределах этого участка, и главным образом—на его периферии, полиметаллические месторождения района ныне смыты со всем комплексом горизонтов тарыэканской свиты.

ТИПЫ ВИСМУТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Сопоставляя структурные морфологические особенности, минеральные ассоциации и изменение вмещающих пород, все известные висмутово-медные месторождения района можно разбить на три типа, а именно:

I. Мощные разломы, в которых рудные тела представляют собою сеть кварцевых жил, цементирующих хлоритизированную и окварцованную вмещающую породу, местами еще до процессов гидротермального изменения нацело превращенную в катаклазит. В этом типе среди более мелких жил обособляется более крупная «ведущая» жила.

Жильные минералы: кварц крупно- и мелкозернистый и хлорит; рудные минералы в порядке отложения: пирит I генерации, гематит, пирит II, арсенопирит, висмутин и халькопирит, гематит II генерации, виттихенит и эмплектит, галенит и сфалерит.

К этому типу относятся месторождения Адрасман и Кок-тын. Исследователи Адрасмана Н. Д. Морозов (1934) и В. Н. Бирюков (1934) подчеркивают многофазность рудных процессов и локальность производных отдельных фаз в пределах этого месторождения.

II. Разломы, сопровождавшиеся мощной зоной серицитизации и окварцевания боковых пород. В этом типе рудные тела представлены кварцевыми жилами в разломах. Жильные минералы: кварц крупно- и мелкозернистый и мусковит. Рудные: гематит в гораздо меньшем количестве, чем в остальных типах, пирит, халькопирит, висмутин и арсенопирит. К этому типу относятся месторождения Кзыл-унгур, Джузум, Ак-чукур. Крайним представителем этой группы является месторождение Каптар-хана. Отличительной чертой месторождения 2-го типа является резкое преобладание продуктов первой фазы рудного процесса и незначительность количества мелкозернистого кварца, отложившегося по трещинкам, образовавшимся в результате подновления тектонических направлений в зоне сформировавшихся кварцевых жил.

III. Сложные трещинные жилы с пережимами и раздувами. Этот тип сопровождается окварцеванием, серицитизацией и незначительной хлоритизацией боковых пород. Интенсивность изменения и мощная зона измененных пород здесь значительно уступают первым двум типам.

Характерными для этого типа являются сравнительно малоинтенсивные процессы изменения боковых пород и активность перемещения (подвижность) рудных растворов по трещинам. Отношение рудных линз ко всему протяжению рудоносных трещин обычно колеблется в пределах от 15 до 25%.

Жильными минералами являются: гребенчатый крупнозернистый кварц, массивный мелкозернистый кварц и в небольшом количестве мусковит. Рудные минералы: гематит, халькопирит, висмутин, пирит, единичные зерна арсенопирита, сфалерита и галенита. К этому типу относятся месторождения: Джелтимас, Кок-терек, Джусалы, Асказан, Сары-курган, Мараз-булак, Алмалы и прочие мелкие месторождения.

В рудах всех трех перечисленных типов встречаются золото и серебро.

Вышеприведенные характеристики отдельных генетических групп месторождений подчеркивают постоянство парагенетических взаимоотношений

и однообразие в минералогии рудных тел для всех типов, кстати сказать, выделенных весьма условно и отображающих условия локализации рудных тел и степень насыщенности рудоносных растворов тем или иным элементом.

Даже при беглом последовательном осмотре всех месторождений района резко обращает на себя внимание обязательное наличие висмута в том или ином количестве во всех кварцевых жилах с медью и гематитом. Это парагенетическое правило явилось надежным признаком для поисковых работ.

Несколько особое положение, не соответствующее ни одному из перечисленных типов, занимает висмутово-вольфрамово-золотая жила месторождения Кушайнак.

В промышленном отношении наиболее надежными необходимо считать мощные интенсивно насыщенные висмутоносными кварцевыми жилами разломы 1-го типа и выдержанные жилы с богатыми рудными линзами (раздувами) 3-го типа.

ПРОЦЕССЫ РУДООТЛОЖЕНИЯ

Сходный в основном характер состава компонентов рудных тел всех трех типов висмутовых месторождений дает возможность в общих чертах наметить ход процесса рудоотложения для всей висмутово-медной формации. В начале процесса вслед за образованием разломов и трещин местами с интенсивным дроблением боковых процессов отлагался безрудный крупнокристаллический кварц. В эту же фазу происходило отложение главной массы гематита и привнос магнезиальных растворов, вызвавших хлоритизацию вмещающих пород. Затем при повторном приоткрывании трещин происходил привнос основной массы мелкозернистого кварца с сульфидами. Для некоторых месторождений (например Адрасман) серицитизация пород в разломе (с пиритом I) предшествовала отложению кварца I генерации. Порядок отложения главных рудных минералов: гематит, пирит II, халькопирит и висмутин — медно-висмутовые минералы. Из процессов околожильных изменений наиболее ранним явился, повидимому, процесс серицитизации, затем происходила хлоритизация и, наконец, окварцевание, частью происходившее в первую фазу минерализационного процесса (кварц I генерации) и частью в период притока рудоносных растворов (кварц II генерации).

Таким образом выясняется, что в первую очередь из магматических глубин в нарушенные зоны привносился калий, затем кремнезем, магний и аллюминий и, наконец, вторично кремнезем с соединениями Fe, Bi, Cu, As. Указанная геохимическая последовательность для каждого из описанных месторождений имеет место и в региональном масштабе. И действительно, по предварительным данным все минерализационные процессы в районе по относительному возрасту образования укладываются в следующий ряд (начиная от более древних):

1) зоны осветленных пород (серицитизация);
2) висмутово-медные и вольфрамовые месторождения;
3) свинцово-серебряные месторождения;
4) безрудные кварцевые и баритовые жилы с редкими вкрапленниками галенита.

Весьма своеобразно поведение висмутово-медного оруденения в различных горизонтах эффузивной толщи. Если в порфирах наблюдается нормальное рудоотложение в трещинах и местами метасоматоз, то в пористых и слоистых туфах имеется тенденция к расползанию оруденения по пластам в первую кварцево-гематитовую стадию процесса. В покрывающих туфы фельзитах трещины наиболее четкие и большей частью образуют стенки с гладкими поверхностями; здесь процессы изменения боковых пород почти отсутствуют. Текстуры руд для всех висмутовых месторождений района, главным образом, массивные и полосчатые. В первом типе преобладают кокардовые и брекчиевидные текстуры.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РАЙОНА

Пользуясь классификацией Линдгрена, все месторождения района можно отнести к классу гидротермальных.

Минеральные ассоциации висмутово-медных месторождений позволяют отнести эту группу к верхам гипозоны и нижним частям мезозоны. Соответственно, свинцово-цинково-серебряные месторождения можно отнести к средним и верхним частям мезозоны.

Принимая во внимание коррективы, предложенные А. Альфельдом (1934) в отношении классификации рудных месторождений, залегающих в эффузивных толщах (вулканитах), но генетически связанных с глубинными очагами магмы, для Восточного Кара-мазара можно вполне четко выделять: 1) вольфрамово-золотую формацию; 2) висмутово-медно-серебряную формацию и более низкотемпературную; 3) свинцово-цинково-серебряную формацию.

Все перечисленные формации необходимо трактовать как локализующиеся на различных глубинах фазы единого рудообразовательного процесса.

По классификации А. Ф. Беддингтона (1935) группу висмутово-медных месторождений можно отнести к ксенотермальным, т. е. к месторождениям, образовавшимся при высокой температуре на средних и малых глубинах. Действительно, если предположить, что все горизонты эффузивной толщи в их полной мощности залегали над кварцевыми порфирами, туфами и полосчатыми фельзитами, в которых залегают месторождения Адрасман, Джелтимас, Кок-терек, Асказан и др., то и тогда глубина образования последних не превышала бы 650—850 м. Преобладающий рудный минерал—железный блеск так же, как и предшествующий ему в процессе отложения прозрачный гребенчатый кварц, несомненно являются высокотемпературными минералами. Явление телескопирования, свойственное таким месторождениям,

заметно также и на многих висмутовых месторождениях Кара-мазара, так например: на Кок-тереке в диапазоне рудного процесса имеются такие различные по температурным условиям образования минералы, как гематит и кальцит. Не менее характерны также резкие смены в давлении, сопутствуемые процессами дестилляции и быстрого охлаждения, свойственные ксенотермальным месторождениям. Вышеуказанные черты выявляются для всех висмутовых месторождений района, так как трещины, в которых происходило рудоотложение, по всей вероятности, имели сообщение с поверхностью.

Пока еще остается невыясненным вопрос о строгой обособленности или наличии взаимопереходов между медно-висмутовой и свинцово-серебряной формациями; все же трудно предположить возможность прямого перехода на больших глубинах полиметаллических месторождений в висмутовые независимо от их положения в том или ином горизонте толщи.

VII. ВЫВОДЫ

В результате поисковых работ 1934 г. выяснилось, что Восточный Кара-мазар представляет собою своеобразный рудный район, насыщенный большим количеством висмутовых месторождений. Последние, как и полиметаллические, залегают в кан-и-мансурской эффузивной толще. Возраст ее по взаимоотношениям с интрузией гранодиоритов, прорывающих известняки D_3—C_1, и по флоре, найденной в туфитах, подчиненных нижним горизонтам толщи, определяется как C_2—C_3.

Весь комплекс туфов, кислых и средних лав кан-и-мансурской толщи мощностью от 900 до 1 000 м разделяется автором на 11 горизонтов. Из них, четыре нижние, представленные (снизу вверх) кварцевыми порфирами, палеодацитами, слоистыми туфами и фельзит-обсидианами, объединены в кушайнакскую свиту, остальные семь, занимающие верхнюю часть стратиграфической колонки, выделены в тарыэканскую свиту.

В эпоху поздневарисцийского орогена эффузивы были смяты в пологие купола и складки и перебиты большим числом крупных и более мелких дизъюнктивных нарушений широтного и северо-восточного простирания. Разломы и трещины послужили путями для внедрения кислой и основной магмы (дайки) и для проникновения рудоносных растворов. Аплит-порфиры, диабазовые порфириты, мощные зоны осветленных пород, рудные месторождения и кварцевые жилы нужно рассматривать как производные наиболее юной интрузии Кара-мазара, еще не вскрытого эрозией криптобатолита.

Все рудные месторождения района относятся к гидротермальным и представлены тремя формациями: 1) висмутово-медной; 2) вольфрамово-золотой; 3) свинцово-серебряной.

Висмутово-медные месторождения по условиям образования относятся либо к верхам гипозоны, либо к низам мезозоны. Преобладающими жильными

минералами являются: крупнокристаллический и мелкозернистый кварц; из рудных — гематит, пирит, халькопирит, висмутин, арсенопирит, виттихенит и эмплектит. Необходимо отметить наличие в рудах Адрасмана урана и в рудах почти всех месторождений серебра и золота. Изменение боковых пород выражается в окварцевании, сильной хлоритизации и местами серицитизации. Рудные тела представлены мощными разломами (Адрасман) и сложными трещинными жилами (Джелтимас и др.) протяжением от 200 до 1000 м.

Все известные к настоящему времени висмутово-медные месторождения района залегают исключительно в кушпакской свите; полиметаллические за исключением Чукур-джилги — в тарыэканской. Большая часть висмутовых месторождений залегает в первом горизонте эффузивных кварцевых порфиров, ранее трактовавшихся как гипабиссальные. Слоистые туфы и фельзиты пересекаются лишь рудными телами Кок-терека и Асказана. Свинцово-серебряные месторождения залегают в 5-м, 6-м и 7-м горизонтах (низы тарыэканской свиты). Кроме отмеченной вертикальной зональности намечается и горизонтальная, выраженная в закономерном расположении висмутово-медных и полиметаллических месторождений района по отношению к главным разломам — Баштавакскому, «Северному» и группе южных. Первые находятся на расстоянии от 0.5 до 1.5 км от осветленной зоны ближайшего крупного разлома, вторые — на расстоянии 4—5 км.

В промышленном отношении наиболее крупным по запасам висмута месторождением является Адрасман. Из открытых в 1934 г. заслуживает внимания Джелтимас, Кок-терек и Асказан, представленные протяженными телами с промышленным содержанием висмута в отдельных участках. Разведку всех перечисленных месторождений сильно усложняет наличие глубоких древних выработок.

Наличие большого числа месторождений с промышленным содержанием висмута на площади около 250 км², сравнительно благоприятная экономика района выдвинули Восточный Кара-мазар как значительный, пока единственный в Союзе висмутоносный район, который должен явиться прочной базой для удовлетворения потребностей страны в этом редком и дорогом металле.

ЛИТЕРАТУРА

Аделунг А. С. Материалы к геологии Ангренского плато. Рукопись. Отд. фондов Ср.-аз. ГГГТ, 1934.

Ажгирей Г. Д. Месторождение Чукур-джилга. Рукопись. Отдел фондов Ср.-аз. ГГГТ, 1931.

Алмалык (сборник), Ташкент, Ср.-аз. Госплан, 1933.

Альфельд Ф. О систематике гидротермальных месторождений. Перевод ЦГБ ЦНИГРИ, 1934.

Бирюков В. М. Отчет адрасманской геологоразведочной партии за 1-ю половину 1934 г.

Брешенков Б. К. К стратиграфии эффузивов Кан-и-мансурского района. Отд. фондов Ср.-аз. ГГГТ, 1929, Москва.

Брешенков Б. К. Отчет о маршрутной геологической съемке в Кан-и-мансурском районе. Рукопись. Отд. фондов Ср.-аз. ГГГТ, 1928.

Брешенков Б. К. Отчет вольфрамового отряда Кан-и-мансурской геолого-разведочной партии по работам 1929 г. Рукопись. Отд. фондов Ср.-аз. ГГГТ.

Дюгаев И. В. Петрографический очерк Кара-мазара. Рукопись. Ходжент, 1934.

Заварицкий А. Н. Пересчет химических анализов изверженных горных пород, ОНТИ, 1933.

Зверюга А. А. Отчет восточно-кара-мазарской геолого-разведочной партии по работам 1933 г. Отд. фондов Ср.-аз. ГГГТ.

Каленов А. Д. Предварительный отчет адрасманской поисковой партии 1934 г. Отд. фондов Ср.-аз. Союзредметразведки.

Кара-мазар. Сборник, гл. II и III, статья Наследова Б. Н. и Дюгаева И. В. «О геологии и рудоносности Кара-мазара», Ташкент, Ср.-аз. Госплан, 1933.

Каленов А. Д., Морозов Н. Д. и Шаскольский Б. П. Висмутовые месторождения Восточного Кара-мазара. Рукопись. Отд. фондов Ср.-аз. ГГГТ, 1934.

Кучуков О. И. Предварительный отчет по геологической съемке в районе месторождения Адрасман. Рукопись. Отд. фондов Союзредметразведки, 1934.

Массон М. Е. Из истории горной промышленности Таджикистана. Тр. ТПЭ, Издание Академии Наук, в. 20, 1934.

Машковцев С. Ф. О древней металлургической деятельности в горах Кара-мазара. Тр. III съезда геологов, т. 2, 1930.

Машковцев С. Ф. Описание геологического маршрута в ю.-з. Тянь-шане. Геолком. Тр. по общ. прикладн. минералогии и геологии, вып. 147, 1930.

Машковцев С. Ф. Горы Кара-мазар. Путеводитель экскурсии III Всесоюзн. съезда геологов, Ташкент, 1928.

Машковцев С. Ф. Геологическое описание восточной части ташкентского 10-верстного листа. Рукопись, перев. ЦНИГРИ, 1925.

Морозов Н. Д. Окончательный геологический отчет по месторождению Адрасман. Рукопись. Отд. фондов СаО Союзредметразведки, 1934.

Наследов Б. Н. Кара-мазар и его проблема. Ташкент, 1931.

Ненадкевич К. А. Висмутовые минералы Забайкалья. Изв. Акад. Наук, VI серия, т. 15, 1917, стр. 447—454.

Ненадкевич К. А. Очерк исследований висмутовых руд Забайкалья. Тр. Госинстит. нар. обр. в Чите, кн. 1, стр. 65—82.

Нечелюстов Н. В. Брич-муллинское мышьяково-висмутовое м-ние. Разведка недр, № 6, 1934, стр. 19—23.

Подвигин В. А. Тары-экан. Рукопись. Отд. фондов. Ср.-аз. ГГГТ.

Ракитин А. М. Краткий отчет о поисковых работах на Кан-и-мансурском участке, 1928.

Солодовникова Л. П. Бегегерит из рудника Юлия Минусинского уезда Енисейской губ. Доклады Акад. Наук, № 18, 1927, стр. 279—381.

Хрущов Н. А. Предварительный отчет о результатах осмотра Адрасманского висмутового района. Рукопись. Отд. фондов Союзредметразведки, 1934.

Хрущов Н. А. Материалы по изучению полезных ископаемых северо-восточного Забайкалья (район рек Кара-мазар). Тр. ГГГРУ, 1931, вып. 90, стр. 3—69.

Шаскольский В. П. Отчет мараз-булакской геолого-разведочной партии за 1933 г. Рукопись. Отд. фондов Ср.-аз. Союзредметразведки, 1934.

Ahlfeld F. (1932—7). Der Wismutberg Tasna (Bolivier). Ztschr. prakt. Geol., Hale (Saale), 1932, Jahr. 40, H. 8, 119—125.

Ahlfeld F. (1933—5). Ueber die Verbreitung des Wismuts in der Linnprovinz Boliviens. Ztschr. prakt. Geol., Halle, 1933, Jahr. 41, H. 8, p. 146—150.

Buddington A. F. High-Temperature Mineral Associations at shallow to Moderate Depths. Econ. Geol., 1935, v. 30, № 3, p. 205—222.

Geir B. Die Kupfervismuterze von Neubutach in Schwarzwald. Chalkographische Studien unter besonderer Berücksichtigungs ihres Edelmetallgehaltes. Ztschr. prakt. Geol., Halle, 1933, v. 41, H. 9, S. 137—146.

Johnston T. The Bolivian bismuth industry Mining. Ztschr. Metall, New-York, 1933, v. 14, № 320, p. 333—338.

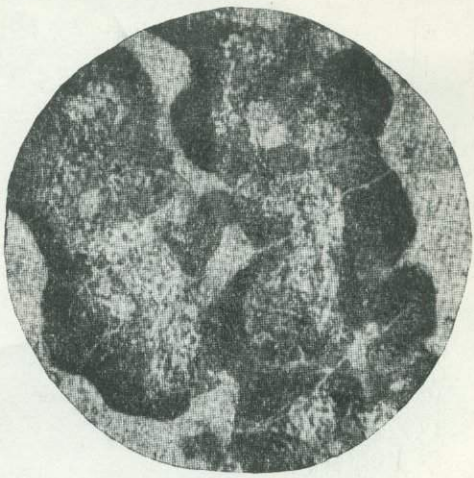
Johnston T. Tin and bismuth mining un Spain. The Mining Journal, London, 1930 v. CLXVIII, № 4297, p. 28.

БИБЛИОТЕКА
Геолого-разведочного Фонда
Арм. Фил. АН СССР

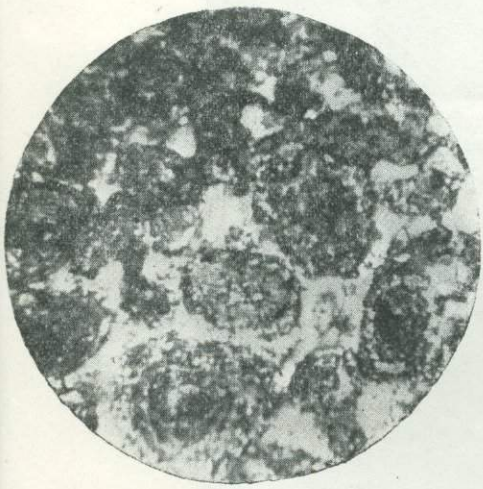
Таблица I (шлифы)



Фиг. 1. Флюидально-полосчатый обсидиан, шлиф 1512. Без анализатора × 20:1.



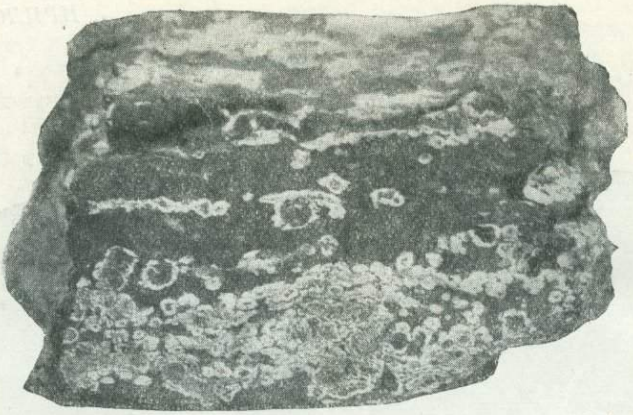
Фиг. 2. Газовые пустоты в фельзитах и т. д., шлиф № 7117. Без анализатора × 20:1.



Фиг. 3. Оолитовый известняк с органическими остатками, шлиф 903. Без анализатора × 20:1.



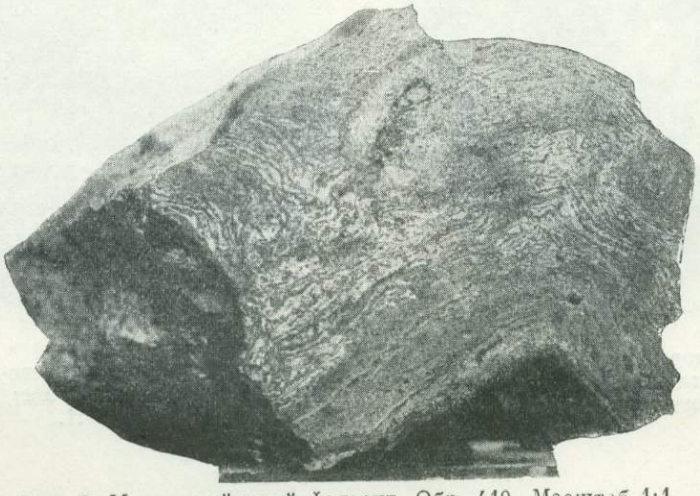
Фиг. 4. Кварцево-биотитово-мусковитовый туфит, шлиф 792. Без анализатора × 20:1.



Фиг. 5. Сферолитовые прослойки в фельзитах.
Обр. 1276×2:1

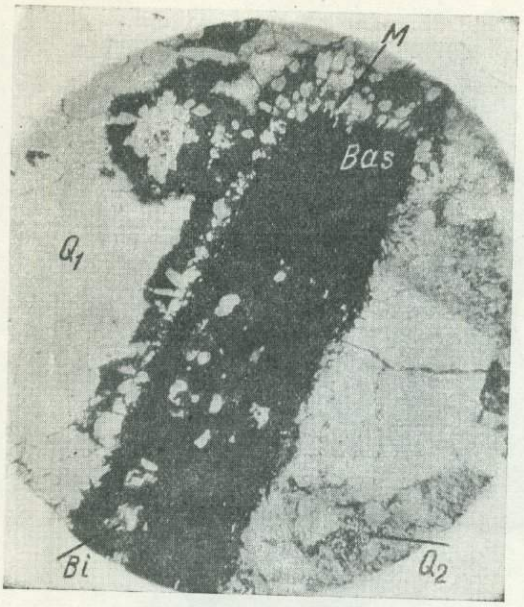


Фиг. 6. Флюидально-полосчатый обсидиан.
Обр. 1512. Масштаб 1:1.

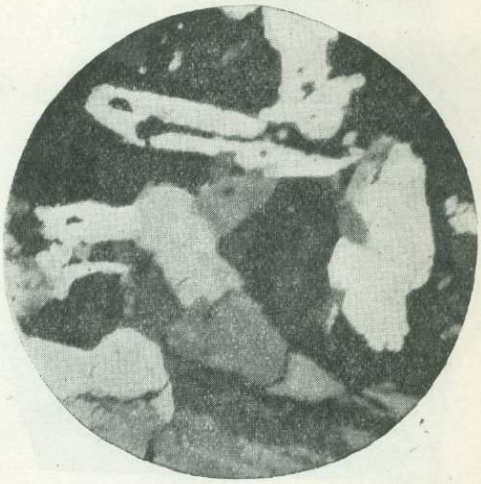


Фиг. 7. Микроплойчатый фельзит. Обр. 410. Масштаб 1:1.

Таблица III (фото шлифов прозр.)



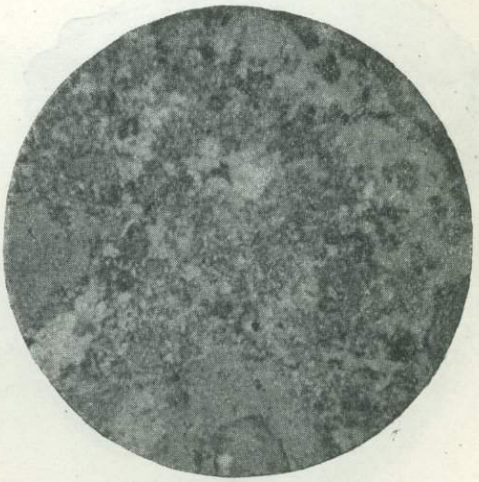
Фиг. 8. Базовисмутин и висмутовые охры. Шлиф 167. Без анализатора × 20:1.



Фиг. 9. Кварц перистый и изометрический. Шлиф 530. Без анализатора × 65:1.



Фиг. 10. Раздробленный и окварцованный кварцевый порфир. Шлиф 560. Без анализатора × 20:1.



Фиг. 11. Хлоритизация гипабиссального порфира. Шлиф 626 × 20:1.

Таблица IV (фото образцов)



Фиг. 12. Месторождение Джелтимас. Висмутовые охры. Масштаб 1:1.



Фиг. 13. Месторождение Асказан. Висмутовые охры. Обр. № 246. Масштаб 1:1.



Фиг. 14. Месторождение Коктын. Шаровая текстура руд. Масштаб 1:1.



Фиг. 15. Месторождение Коктын. Брекчиевидная текстура руд. Масштаб 1:1.

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

М. В. Бесова. Геология и минералогия Джидинского вольфрамового месторождения. 3
М. Д. Дроздов. Белухинское месторождение вольфрамита. 89
А. Н. Ассовский и В. А. Ассовская. Антоновогорское месторождение вольфрамита. 183
И. С. Цейклин. Колыванское вольфрамовое месторождение 225
Д. Я. Суражский. Каиндинское вольфрамовое месторождение в Казахстане 259
В. А. Кузнецов. Ртутные месторождения Горного Алтая 293
А. Д. Каленов. Геология и рудоносность района висмутовых месторождений Восточного Кара-мазара 379

2444