

Изд. 8. А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

**Т Р У Д Ы
Г Е О Л О Г И Ч Е С К О Г О
И Н С Т И Т У Т А**

Том VIII

**TRAVAUX DE L'INSTITUT GÉOLOGIQUE
DE L'ACADÉMIE DES SCIENCES DE L'URSS**

Tome VIII

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

ТРУДЫ
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО
ИНСТИТУТА

Том VIII

TRAVAUX DE L'INSTITUT GÉOLOGIQUE
DE L'ACADÉMIE DES SCIENCES DE L'URSS

Tome VIII

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА 1938 ЛЕНИНГРАД

О Т В Е Т С Т В Е Н Н Ы Й Р Е Д А К Т О Р

директор Геологического института акад. *А. Д. Архангельский*

РЕДАКТОРЫ ИЗДАНИЯ

акад. *В. А. Обручев* и проф. *И. Ф. Григорьев*

Технический редактор *И. П. Пошешулин*

Корректор *А. С. Шамбан*

Сдано в набор 8/II 1938 г. Подписано к печати 3/VII 1938 г. Формат 70×103¹/₁₆. Объем 12 п. л., вкл. 8. 59000 зн. в п. л., 17,4 уч.-авт. л. Тираж 1000 экз. Уполн. Главлита № Б-46261. АНИ № 941. РНСО 535—538. Заказ № 545.

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

ОГЛАВЛЕНИЕ

Е. В. ПАВЛОВСКИЙ и А. И. ЦВЕТКОВ

Западное Прибайкалье

Геолого-петрографический очерк Бугульдейско-Ангинского района	5
Введение	5
I. История геологического изучения района.	5
II. Очерк рельефа.	13
III. Характеристика нормального разреза.	26
1. Архей (А)	26
Нижняя кварцитово-сланцевая свита (A_1)	27
Средняя известняково-сланцевая свита (A_2)	28
Верхняя кварцитово-известняковая свита (A_3).	30
Древние граниты (γ)	35
2. Древние эффузивы (нижний протерозой ?) (π)	41
3. Верхний протерозой (M_3)	43
Голоустенская свита (M_3^1)	43
Кератофиры	47
Улунтуйская свита (M_3^2)	48
Качергатская свита (M_3^3)	50
Комплекс верхнепротерозойских (?) массивных и жильных изверженных пород ($\delta + \gamma_1$)	51
Диориты (δ)	53
Кварцевые диориты (δ)	55
Гранодиориты (δ)	55
Диоритовые порфириды	57
Породы семейства габбро (δ)	58
Габбро	58
Оливиновые габбро	60
Габбро-нориты и нориты	61
Ультра-основные породы	63
Монцитониты	64
Полевошпатовые амфиболиты	66
Гранитоиды (γ_1)	69
Граниты	70
Щелочные граниты	75
Аплиты, пегматиты и кварцевые жилы	76
4. Нижний и средний кембрий ($См_1$ и $См_2$)	77
5. Третичные отложения (Tr)	85
6. Древнечетвертичные отложения (Q_1)	85
IV. Тектонический очерк	87
1. Описание структур	87
Структуры архея	87
Структуры молодого комплекса изверженных пород	92
Структуры верхнего протерозоя	93
Структуры кембрия	98
2. Возраст структур	99
3. Полезные ископаемые	101
Литература	103
Summary	103

Е. Е. ЗАХАРОВ

Металлогенический очерк Урала

Введение	107
I. Возраст глубинного металлогенеза Урала	112
II. Первый палеозойский металлогенический процесс	113
Металлогенический характер перидотитов	114
Металлогенический характер габбро	114

Титано-магнетитовые месторождения	114
Медно-сульфидные месторождения	115
Металлогенический характер дунитов	116
Гидротермальные образования в ультраосновных горных породах	117
Металлогенический характер плагиогранитов и сиенитов	117
Контактные месторождения магнетитов	118
Контактные медные месторождения	118
Фузивные месторождения магнетита в сиенитах	119
Гипотермальные гематито-магнетитовые месторождения	119
Гипотермальные пирротиновые залежи	119
Колчеданистые месторождения Урала	120
Мезотермальные кварцевые жилы со свинцом и медью	123
Мезотермальные месторождения марганца	123
Доказательства генетической связи сульфидных месторождений с плагиогранитами	123
Мезотермальные сидеритовые месторождения	128
III. Второй палеозойский металлогенический процесс	129
Металлогенический характер нормальных гранитов	131
Контактные месторождения вольфрама	131
Кварцево-полевошпатовые золотоносные жилы	131
Гипотермальные месторождения вольфрама	132
Гипотермальные месторождения золота	132
Мезотермальные месторождения золота	133
Мезотермальные золото-медные месторождения	133
Мезотермальные метасоматические свинцово-цинковые месторождения	133
Мезотермальные золото-сурьмяно-ртутные месторождения	134
Золоторудные месторождения, генетически связанные с нормальными гранитами, а локально с ультра-основными породами, известняками и лиственитами	134
Металлогенический характер нефелиновых сиенитов	135
IV. Эпохи поверхностного металлогенеза Урала	136
Допалеозойская эпоха (?)	136
Среднепалеозойская эпоха	136
Пермская эпоха	137
Мезозойская эпоха	141
Современная эпоха	143
Литература	144
Summary	148
С. А. ЮШКО	
Минералогическое изучение колчеданистых руд Баймакского района (Ю. Урал)	
Предисловие	151
I. Геологическое строение района	151
II. Географическое расположение месторождений	152
III. Характер изменения боковых пород	153
IV. Форма рудных тел	153
V. Вторичное изменение руд	153
VI. Микроскопическое описание руд из месторождений Баймакского района	154
1. Бакр-Узянское месторождение	154
2. Сибавское месторождение	157
3. Тубинские месторождения	161
4. Уварьянское месторождение	165
5. Графское месторождение	168
6. Троицкое месторождение	169
7. Таналыкское месторождение	172
8. Восточно-Семеновское месторождение	174
9. Юлалинское месторождение	176
10. Юлунские месторождения	180
11. Содержание и минералогические формы нахождения редких элементов в колчеданистых рудах Баймакского района	183
12. Минералогические ассоциации и последовательность кристаллизации колчеданистых месторождений Баймакского района	185
Литература	191
Summary	192

Е. В. ПАВЛОВСКИЙ и А. И. ЦВЕТКОВ

ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК БУГУЛЬДЕЙСКО-АНГИНСКОГО РАЙОНА

ВВЕДЕНИЕ

Статья является монографией, посвященной стратиграфии и тектонике кембрия и докембрия Прибайкалья. В работе содержится много нового материала и выводы по стратиграфии и тектонике кембрия и докембрия, выяснен ряд вопросов, являвшихся до сих пор спорными и неясными.

Летом 1935 г. в Бугульдейско-Ангинском районе Прибайкальским отрядом Геологического института Академии Наук были проведены тематические геологические работы, организованные Советом по изучению производительных сил СССР.

Работа производилась под непосредственным руководством акад. В. А. Обручева.

Полевая работа была выполнена отрядом в составе геолога Е. В. Павловского, прораба (студента Ленинградского государственного университета) И. Я. Гринман и одного рабочего.

Камеральная обработка материалов была проведена геологом Е. В. Павловским и петрографом А. И. Цветковым в плане давно уже установившейся между авторами системы разделения работы. А. И. Цветковым был проведен весь комплекс петрологических исследований, на основании которых, а также по данным полевого материала авторами были составлены описание нормального разреза района и глава о полезных ископаемых. Остальные части работы выполнены Е. В. Павловским.

Тематика работ отряда — изучение структур и стратиграфии древнего палеозоя и докембрия Прибайкалья — преемственно связана с исследованиями предыдущих лет.

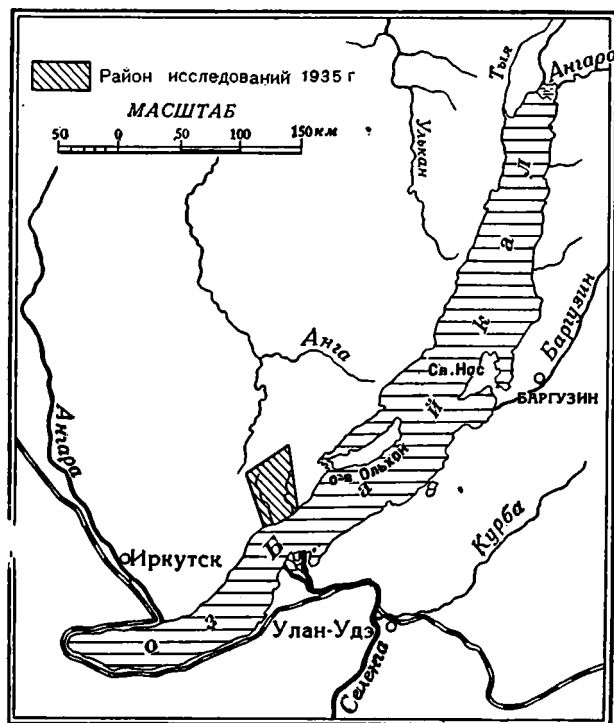
Район исследований 1935 г. (фиг. 1) административно относится к Ольхонскому аймаку БМАССР в южной половине и к Эхирит-Бологотскому аймаку той же республики на севере. Исследованная область между речья Бугульдейка — Анга географически и геологически представляет собой часть Ольхонского края в Прибайкалье.

Основой геологических работ для большей части изученной площади являлась карта масштаба две версты в дюйме; недостающие части карты были выполнены глазомерными съемками, произведенными силами отряда.

I. История геологического изучения района]

Бугульдейско-Ангинский район посещался многими геологами. Первые систематические геологические наблюдения были проведены А. Л. Чекановским в 1873 г. (1). По его данным, восточная половина района сформирована короткими параллельными цепями Приморского хребта, сложенными кварцитами и гнейсами. Гнейсы, относящиеся к типу «байкальских

гнейсов», разнообразны. Среди них выделяются гнейсы хлоритовые, слюдяные, протогиновые. Кварциты представлены то слюдястыми разновидностями, переходящими в слюдяные сланцы, то известковистыми, связанными с известняками. Кварциты подстилают известняки и залегают на гнейсах. Группу протогиновых пород Чекановский расчленяет на разности полевошпатовые и бесполевошпатовые. К полевошпатовым протогиновым породам относятся протогиновые граниты, гнейсы, слоистые и сланцеватые протогины. Бесполевошпатовые протогиновые породы включают хлоритовые протогиновые сланцы, кварциты, тальковые протогиновые сланцы и кварциты. Плутонических пород в Приморском хребте нет. Изверженные породы развиты в вершине р. М. Бугульдейки и на водоразделе между Байкалом и Кунтинской долиной.



Фиг. 1. Схематическая карта Байкала.

морскими отложениями того же юрского возраста.

Под желтой юрой на юге и под красной на севере залегают известняки без фауны, относимые А. Л. Чекановским к девону. Под известняками покоится толща отложений силурийского возраста, состоящая из красных или красноватых песчаников, чередующихся с глинистыми сланцами (Устинова падь, близ слияния рр. Ады и Унгуры).

Отметим здесь для дальнейшего, что А. Л. Чекановский, выделяя две разновозрастных толщ красноватых пород (юра и силур), рассчитывал в данной стратиграфической схеме ликвидировать существовавшее в его время противоречие, обусловленное тем, что одни исследователи помещали красноватые породы на известняке, другие — под ним (Эрман, Меглицкий, Злобин, Бакшевич).

В пределах Онотского хребта, по Чекановскому, развиты шальштейны, метаморфические глинистые сланцы, известняки и кварциты. Шальштейны и метаморфические глинистые сланцы лежат на известняках девонского возраста и представляют, по его мнению, метаморфизованную юру. Отсюда Чекановский делает вывод о юрском возрасте толщ, покрывающей известняки. Граувакковые породы ушаковской свиты кембрия Чекановский относил к юре. Красной юрой он именовал те отложе-

ваые протогины. Бесполевошпатовые протогиновые породы включают хлоритовые протогиновые сланцы, кварциты, тальковые протогиновые сланцы и кварциты. Плутонических пород в Приморском хребте нет. Изверженные породы развиты в вершине р. М. Бугульдейки и на водоразделе между Байкалом и Кунтинской долиной.

Западная часть района сложена юрой — иркутской угленосной формацией, — занимающей южный угол Прииркутской плоской возвышенности. К северу от р. Ангары, в пределах Балаганского и Верхоненского округов, угленосная формация юры, именуемая желтой, сменяется красноватыми и гнейсоносными породами —

ния, которые позже с полным основанием были выделены как верхоленский ярус верхнего кембрия. «Девонские известняки» впоследствии определялись как мощная толща карбонатов среднего кембрия. К низам же кембрия относятся красноцветные породы, развитые в Устиновой пади.

Несмотря, однако, на все сказанное, Чекановскому удалось первому в общем совершенно правильно (если не считать отнесение к юре граувакк и конгломератов ушаковской свиты — ошибка, повторенная много позже М. М. Тетяевым, но исправленная им впоследствии) дать представления о нормальном разрезе района и наметить области развития комплексов пород различного возраста. Существенным является указание Чекановского на наличие в береговой полосе изверженных пород, — обстоятельство, исчезнувшее в последующих работах нештунистически настроенного И. Д. Черского.

Тектонические выводы А. Л. Чекановского очень схематичны. Он говорит о подъеме области Онотского и Приморского хребтов в несколько приемов и в различных направлениях (ЗВ, СЮ, ЗЮЗ — ВСВ, ЮВ и СЗ). Третий из этих подъемов (ЗЮЗ — ВСВ) обусловил современное направление обоих хребтов и имел место после отложения юры. Послеюрские подъемы были восточно-северо-восточного и северо-западного направлений. Юрская формация подверглась действию подземных сил, обусловивших складчатые изгибы пластов и сдвиги.

В 1879 г. интересующая нас область изучалась И. Д. Черским в связи с его систематическими исследованиями геологического строения побережья Байкала (2, 3).

Прибрежная часть района сложена, по Черскому, довольно широкой полосой архейских пород, протягивающейся от южной оконечности Байкала вдоль его западного берега. Максимальная ширина полосы архея 35 км (верхове р. Анги). Архей представлен очковым роговообманковым гнейсом, его массивной разновидностью и кварцитами, иногда слюдитыми, переходящими в слюдяные сланцы и гнейс. Кварциты, развитые в Приморском хребте, слагают значительные площади среди гнейсов. Прибрежная полоса, располагающаяся между Приморским хребтом и береговой линией Байкала, и весь остров Ольхон сложены чередующимися кристаллическими известняками, гнейсами и кристаллическими сланцами. Комплекс архейских пород имеет однообразное простирание ЮЗ — СВ.

С запада к архею примыкает обширное поле развития силурийских пород, представленных снизу: 1) кварцитом серовато-белым, 2) средним глинистым сланцем, иногда перемежающимся с серым известняком и кварцитом, 3) средним известняком серым, плотным, углистым, иногда черным оолитовым, 4) верхним глинистым сланцем темносерым и зеленовато-серым, иногда серовакковым, с прослоями сероваккового и кварцитовидного метаморфического песчаника, 5) красноцветным ярусом — красными известковыми песчаниками и аркозами, глинистыми сланцами, серыми кварцитами, серыми и темнозелеными конгломератами и, наконец, 6) верхним известняком серым, желтоватым, плотным, часто мергелистым и горькоземистым (введенский известняк).

Черский не упоминает о нижних членах серии силурийских отложений Бугульдейско-Ангинского района, к которым относятся (снизу): а) нижний известняк, доломитовый, иногда с хлоритом, кристаллический, и б) нижний глинистый сланец.

Стратиграфия силура, построенная Черским по наблюдениям на огромном пространстве, значительно более широка и детальна, чем изложенные выше сводные данные Чекановского по этому вопросу. Однако и здесь, в частности по отношению к району Бугульдейка — Анга, имеются крупные неточности. Так, нижний известняк и нижний глинистый сланец, входящие в наше представление в состав голоустенской свиты, в данном районе раз-

виты вполне отчетливо. Средний известняк легко сопоставим с аналогичными породами улунтуйской свиты. Граувакковые песчаники и сланцы объединены Черским в значительной части с филлитами качергатской свиты, тогда как они отделены друг от друга крупным перерывом. Часть граувакк и их конгломераты неправильно относятся Черским к юре. Красноцветный ярус (5-й) включает в себя часть конгломератов ушаковской свиты и кварциты, вероятно, голоустенского типа. Верхний известняк отождествлялся со средним кембрием по современной терминологии. И у Черского и у Чекановского существуют неясности как в отношении стратиграфического положения красноцветного яруса, лежащего у Черского под «верхними известняками», так и в отношении граувакковой толщи (ныне ушаковская свита), отдельные части которой отнесены Черским даже к различным системам.

Архейские породы, по Черскому, смяты в складки северо-восточного (Байкальского) простирания. Выделено несколько складок этой свиты: Ангиско-Баргузинская антиклиналь, Ольхонская синклиналь и Приморско-Святоносковская антиклиналь.

Силурийские отложения смяты в волнообразные антиклинальные складки преимущественно северо-восточного простирания, хотя местами имеют западно-северо-западное (Саянское) и меридиональное простирания. Складки силура прижимаются к склону кристаллического архейского массива («древнее темя Азии» Зюсса).

Местами (например, в долине р. Бугульдейки, у с. Косой Степи) развиты юрские отложения в виде песчаников и конгломератов, налегающих несогласно на силур и на лаврентьевские породы. На основании исследований всего побережья Байкала Черский дает характеристику общей истории развития Прибайкалья.

Архейские породы, представлявшие, по его мнению, осадки перегретого океана, отлагались на дне обширного бесконтурного бассейна. В досилурийское время образовались крупные складки — зародыш Байкала. В области синклиналей вторглось силурийское море в виде трех заливов — Голоустенского, Елохинского и Верхнеангарского. При отступании моря образовались озера, постепенно переполнявшиеся и давшие начало размыву рек, вытекавших из двух северных озер в Южнобайкальский залив. Этим путем была создана первичная впадина Байкала. Продолжающееся сжатие складок обусловило постепенное углубление озера. В среднеюрское время наметился исток южной части бассейна в районе современной р. Ангары. Не позже конца мезозоя имело место неравномерное оседание местности — максимальное на северо-востоке; образовался сплошной водоем Байкал. В миоцене озеро было значительно больше по длине, ширине и глубине, чем теперь. Черский решительно возражает против взглядов Эрмана и Чекановского, что Байкал — щель в юрской формации, провал или результат плутонических или вулканических извержений, как это полагали другие исследователи.

Впадина Байкал представляет собой, по мнению Черского, прогиб, возникший в результате медленных и постепенных преобразований, которые действовали непрерывно с момента осушения дна лаврентьевского океана и до настоящего времени.

В 1889 г. северная часть района была пересечена маршрутом В. А. Обручева, прошедшего от ст. Хогот на Якутском тракте, через водораздел Куданца — Унгур, вверх по р. Унгуре до ее верховья. Отсюда этот исследователь, перевалив через Онотский хребет, спустился в долину р. Успан, далее — в р. Сарму и вниз по этой реке до берега Малого моря (4, 5). В. А. Обручев отмечает более широкое развитие постплиоценовых озерно-речных наносов в долине р. Куданцы, нежели это показано на картах Черского и Чекановского. На склоне долины р. Унгур им отмечается при-

существование тонкослоистых темносерых мергелей и серо-желтый глинисто-известковистый песчаник (верхний силур Черского). Перечисленные породы сопоставляются с темносерыми известняками, залегающими близ устья р. Ады, по наблюдениям Чекановского и Черского, на более древних — красных песчаниках и шальштейнах.

Выше по р. Унгуру развиты сланцеватые и плитчатые или плотные граувакки, именовавшиеся Чекановским шальштейнами, а Черским — серовакковыми кварцитовидными метаморфическими песчаниками и серовакковыми глинистыми сланцами. Под микроскопом порода состоит «из более или менее округленных зерен кварца, полевого шпата, роговой обманки, хлорита, чешуек белой и черной слюды, залегающих в зеленовато-буrom глинисто-кварцево-известковом цементе» (3, стр. 432). Граувакки развиты в верхнем течении р. Унгуры. Эти породы слагают целый ряд довольно крупных складок северо-восточного простирания. У самой вершины р. Унгуры появляются обширные россыпи сероваккового конгломерата, залегающего, по всей вероятности, в основании граувакковой толщи. Галька конгломерата — главным образом белый и желтый кварциты и серый глинистый сланец.

Вся толща граувакк вместе с конгломератами сопоставляется В. А. Обручевым с верхним глинистым сланцем классификации И. Д. Черского, содержащим местами прослойки сероваккового и кварцитовидного метаморфического песчаника серого и зеленовато-серого цвета. Иными словами, граувакки относятся к верхнему ярусу нижнего отдела силурийских пород.

Стратиграфически ниже граувакковых конгломератов располагаются темные глинистые сланцы, встреченные Обручевым как на спуске с Унгурского перевала в долину р. Успана, так и в верхнем течении р. Успана. В нижней половине р. Успана вскрыты еще более низкие горизонты силурийской толщи — темносерые известняки, оолитовые и светлые (розоватые) кварциты. Нижнее течение р. Сармы (ниже устья р. Успана) является областью развития пород обоих отделов лаврентьевской системы (кристаллические известняки, кварциты, кристаллические сланцы, гнейсы и граниты). Тот же лаврентьевский комплекс развит и на о. Ольхон. Лаврентьевские породы формируют ряд складок северо-восточного простирания. Складчатость лаврентьевских пород устанавливается в соответствии с картой Черского с некоторыми дополнениями и уточнениями.

Несколько позже В. А. Обручев, на основе новых наблюдений (1890 г.) в бассейне рек Сармы и Иликты и литературных данных, пересмотрел (5) вопрос о возрасте отложений, отнесенных И. Д. Черским к верхнему силуру (известняки), к верхнему ярусу нижнего силура (граувакки) и к более низким горизонтам нижнего силура (глинистые сланцы, темные известняки и кварциты). В. А. Обручев приходит к выводу, что известняки верхнего силура Черского следует отнести к нижнему отделу кембрийской системы. Конгломераты и граувакки, подстилающие известняки, возможно «представляют береговые отложения кембрийского моря, образовавшиеся в самом начале периода его существования у берегов древнейшего ... материка» (5, стр. 19). Все нижележащие свиты нижнего силура Черского, налегающие несогласно на слоисто-кристаллические «лаврентьевские» породы, всего правдоподобнее отнести к гуронскому периоду.

В 1895 г. район был пересечен рядом маршрутов Н. Л. Ижицкого (6). Им дана геологическая карта, являющаяся чрезмерно схематичной и представляющая в этом отношении шаг назад по сравнению с картами предыдущих исследователей. На карте Ижицкого выделен только кембро-силур вообще и другим цветом граниты и гнейсы прибрежной полосы Байкала. В тексте работы почти нет никаких выводов. Приведен обширный факти-

ческий материал наблюдений, относящийся частично к маршрутам по Анге, Бугульдейке, Куртуну (правый приток Бугульдейки) и Харату, левому притоку р. Мурия (бассейн р. Ангары).

После исследований Н. Л. Ижицкого край не посещался геологами длительное время, примерно четверть века. Лишь в 1920—1921 гг. в Приольхонье производились работы Б. Н. Артемьевым (7).

В орографическом очерке его работы по Ольхонскому краю отмечается полная согласованность орографических особенностей местности с петрографическим характером пород и прямая зависимость форм рельефа от процессов выветривания и денудации. Характерными формами рельефа для прибрежной полосы района является «правильное и параллельное чередование грядообразных гряд... и продольных долин». Гряды сложены кристаллическими силикатными породами, долины — кристаллическими известняками. Поперечные долины развиты реже продольных и обычно представлены короткими, узкими коридорами с крутым спуском, тогда как продольные долины широки и довольно пологи. Проводится мысль о связи между расположением долин и тектоникой кристаллической свиты.

Высказывается мысль о том, что ранее, в период более высокого уровня вод Байкала, здесь был влажный климат; были выработаны ныне вымершие долины, не зависящие от области современного водосбора — гольцовых массивов. Изменение климата в сторону уменьшения количества осадков дало импульс развитию поперечных долин, спускающихся с гольцовых массивов, их врезанию, осушению продольных долин, особенно резкому в связи с понижением уровня грунтовых вод.

В геологическом очерке дается характеристика следующих групп пород, слагающих район: 1) кристаллической свиты, 2) кембро-силурийских отложений, 3) третичных угленосных отложений, 4) четвертичных отложений.

Кристаллические породы развиты в береговой полосе Ольхонского края. Они представлены перемежаемостью гнейсов и кристаллических сланцев с кристаллическими известняками и кварцитами, а также более молодыми жильными пегматитовыми и аплитовыми гранитами.

Типичные гнейсы переходят то «в более массивную, то в сланцевую разновидность того же типа». В частности, типичные слюдистые гнейсы переходят в гнейсо-граниты, а роговообманковые гнейсы переходят как в гнейсо-диориты, так и в роговообманковые сланцы. Определение пород производилось макроскопически.

Кристаллические известняки средне- и крупнозернисты, местами доломитизированы, обычно белого цвета. На контактах с пегматитами появляется ленточная, гнейсовидная или плотная структура. Характерны контактовые минералы — графит (таблички, пыль, радиально-лучистые стяжения), магнезиально-известковый гранат, калийная слюда, кварц, сфен, байкалит и тремолит. Местами наблюдаются процессы окремнения кристаллических известняков.

Кварциты окрашены в темные и светлые тона серого цвета, иногда зеленоваты, коричневатые или желто-бурые. Есть включения мелких зерен граната, кристаллы пирита (псевдоморфозы или пустоты по ним). Нередки очень мелкие включения графита.

Далее характеризуются жильные граниты, имеющие широкое развитие. Жильные граниты секут известняки, роговообманковые сланцы и зажаты в контактах между этими породами. Встречаются жильные граниты и среди гнейсо-диоритов. Автор отмечает слабо выраженные экзоконтактные явления, во вмещающих породах — изменение структур и появление новообразований. Граниты то мелкозернистые, вероятно очень кислые, биотитовые, иногда порфировидные, то крупнозернистые пегматитового или аплитового типа. Гранитные жилы главным образом вытянуты по сланцеватости вмещающих пород, реже ориентированы произвольно.

Отдельная глава посвящена краткой характеристике пород, появившихся в результате последующей метаморфизации отдельных представителей кристаллического комплекса под действием молодых гранитов или в силу процессов метасоматического характера. К этой группе пород относятся кремневые известняки, эпидозиты и гранатовые породы.

Наличие кембро-силурийских отложений в данной работе упоминается только как факт, подлежащий детальному рассмотрению в особой работе в будущем.

Отмечается присутствие третичных буроугольных отложений в долине р. Анги, близ улуса Умбура. Угленосные породы, вскрытые несколькими канавами, находятся не в коренном залегании. Под растительным слоем и не мощными постплиоценовыми песчаными отложениями вскрыта россыпь крупных щепковидных обломков древесины (лигнитообразный уголь) с серой слюдистой плотной глиной; последняя преобладает. Вертикальная мощность угольной россыпи колеблется в пределах от 1.20 до 2.0 м. Угли, по мнению Б. Н. Артемьева, аналогичны третичным углям юго-восточного побережья Байкала, близ ст. Переемной. Вероятно, постплиоценовые отложения развиты в окрестностях с. Косая Степь и дер. Куреть и на северо-западном склоне Приморского хребта. Они представлены мощными желтыми и красноватыми слоистыми глинами, обычно без валунов и гальки, местами в песках наблюдаются прослои серой иловатой слюдистой глины. Мощность всей серии отложений не меньше 15—18 м. Современные отложения представлены речными отложениями (глины, пески, галечники, торф), дельтовыми отложениями, конусами выноса падей, пролювиальными отложениями в продольных сухих долинах и элювием на верхних частях склонов гряд, грив и отдельных сопок.

Особо останавливаясь на пролювиальных отложениях, Б. Н. Артемьев отмечает, что они состоят из пылеобразных песчаных иловатых глин с окатанными, частью остроугольными кусками кварца или бурожеlezняковой гальки. Процесс отложения пролювия связывается с заилинием нижних частей долины тонким иловатым материалом, перенесенным со склонов атмосферными водами.

Б. Н. Артемьев приходит к следующим выводам по тектонике и стратиграфии района.

1. Береговая часть Ольхонского края сложена известняково-кристаллической свитой, смятой в складки северо-восточного простирания.

2. Наблюдаются и более юные повторные складки с простиранием осей на СВ (нехарактерная складчатость).

3. К СВ от прибрежной полосы известняковая свита сменяется кварцитами и байкальскими гнейсами Приморского хребта.

4. Граница между кварцевой и известняковой свитами совпадает с крутым юго-восточным фасом Приморского хребта и с направлением береговой линии Байкала.

5. Признаки милонитизации в отдельных точках этой намечающейся линии, несомненно докембрийский возраст кварцитов Приморского хребта и предположительно палеозойский возраст известняков Ольхонского края дают право считать береговую линию Байкала осью большого сброса.

Никаких доказательств в пользу несомненного докембрийского возраста кварцевой толщи, кроме вышеприведенного утверждения, в работе нет. Палеозойский (предположительно) возраст известняковой толщи определяется Б. Н. Артемьевым на основании остатков криноидей (?), найденных А. В. Львовым (8) в кристаллических известняках мыса Улан-Нур.

Вторая половина рассматриваемой работы Б. Н. Артемьева посвящена характеристике полезных ископаемых края (марганцевые, железные руды, полевой шпат и кварц, гранат и признаки бурого угля). Эта часть работы упомянутого автора разобрана нами ниже.

Геологическая карта Б. Н. Артемьева, составленная с использованием данных Черского, В. Обручева, Ижицкого и др., чрезмерно схематична. Например, области развития кристаллической свиты Приморского хребта (кварцитовая свита) и известняково-кристаллической свиты Ольхонского края показаны без выявления внутри их отдельных стратиграфических элементов и интрузивных циклов. В некоторых отношениях (чрезмерный схематизм) эта карта, равно как и соответствующая часть геологической карты Ижицкого (6), является шагом назад по сравнению с геологической картой Черского береговой полосы Байкала.

Значительно позже, в 1931 г., в Ольхонском крае производилась геологическая съемка Л. Г. Котельниковым и А. С. Кульчицким. Почти все результаты работы известны лишь из отчетов Восточно-Сибирского геологического треста, и лишь часть наблюдений Л. Г. Котельникова опубликована (9). Его исследованиями был охвачен район части западного берега Байкала, непосредственно соприкасающийся с нашими работами 1935 г., — Малое море с о. Ольхоном и побережье Малого моря до улуса Зама. Здесь, по мнению Котельникова, главным образом развит докембрий, разделяемый на два отдела: нижний, представленный комплексом Приморского хребта, и верхний, состоящий из пород прибрежной полосы. Комплекс Приморского хребта состоит (снизу) из слюдистых кварцитов, перекрываемых катакластическими очковыми биотитовыми гнейсами, типа ортогнейсов, переходящих местами в массивные граниты. Кроме того встречаются роговообманково-биотитовые очковые гнейсы, биотитовые плагиогнейсы, двуслюдистые гнейсы, разнообразные кристаллические сланцы: амфиболовые, мусковитовые, хлорито-железистые, мусковито-гранатовые и мусковито-хлорито-гранатовые. Кроме того в кварцитах и гнейсах у улуса Сарма встречен прослой темного битуминозного (?) известняка.

Породы прибрежной полосы, слагающие также целиком о. Ольхон, очень разнообразны. Это — тесное переслаивание различного рода гнейсов, кварцитов и кристаллических известняков, прорванных жилами крупнозернистого пегматитовидного гранита, переходящего местами в гранодиорит. Гнейсы представлены очковыми биотитовыми, очковыми лейкократовыми щелочными, биотитовыми, двуслюдистыми, биотитовыми плагиогнейсами, роговообманково-биотитовыми плагиогнейсами и полевошпатовыми амфиболитами. Существенную роль играют пироксеновые породы — пироксеновые гнейсы, пироксеновые плагио-гнейсы, пироксено-роговообманковые породы с графитом и пироксено-роговообманково-плагиоклазовые породы. Имеются кварциты с графитом, кристаллические известняки с графитом и без графита. Часты скариновые породы на контактах кристаллических известняков с жильными гранитами. Скариновые породы содержат скаполит, оливин, диопсид, гранат. На границе с исследуемым районом, близ улуса Беркин, встречен массив авгитового диорита. Кроме них констатированы жильные габбро и пироксениты.

Оба отдела докембрия разделены Приморским сбросом, установленным Б. Н. Артемьевым. На линии Приморского сброса, в окрестностях улусов Курма — Сарма найдены брекчии из остроугольных обломков кварцитов, цементированных песчанистым (?) цементом.

В северо-западном участке района развиты аркозовые песчаники, конгломераты, сланцы и известняки — породы, относящиеся, видимо, уже к нижнему кембрию. Контакт нижнекембрийских пород с комплексом Приморского хребта неизвестен. Большая часть работы посвящена очень краткой петрографической характеристике отдельных представителей кристаллически-зернистых пород докембрия. Химических анализов пород нет. Приложена геологическая карта масштаба 15 км в 1 см, чрезвычайно схематичная, но представляющая некоторый прогресс по сравнению с картами предыдущих исследователей. Показан (в виде круглого пятна)

массив авгитового диорита у улуса Беркин; в Приморском хребте выделена полоса очковых гнейсов. Остальные породы Приморского хребта не расчленены и совершенно не расчленен прибрежный комплекс. На северо-западе района показана область развития нижнего кембрия, прорванного, судя по карте (в тексте этого нет), гранитным массивом каледонского возраста в верховьях р. Средней Анги.

Тектоника района охарактеризована чрезвычайно бегло; отмечается, что все породы района принимают участие в складчатости северо-восточного простирания; несколько более подробно говорится о Приморском сбросе, о чем уже упоминалось.

В 1935 г. Н. В. Думитрашко опубликовала в сжатом очерке свои наблюдения по геоморфологии Прибайкалья (10), где часть сообщаемых ею сведений касается интересующего нас района. Н. В. Думитрашко отмечает, что на участке побережья от устья р. Бугульдейки до Ольхонских ворот Приморский хребет отступает от берега Байкала, вдоль которого протягивается сниженная полоса высот (400—450 м относительной высоты над озером). Близ озера, в пределах этой сниженной полосы, наблюдается эрозионная терраса высотой 220—250 м (местами 300 м), шириной 3—4 км. Близ устьев долин имеются также эрозионные уровни в 100—130 и 140—150 м. «Часты обрывы на склонах, достигающие 30 и 50—60 м. Последние преобладают в северной части района. Очевидно, это определенные эрозионные уровни» (10, стр. 198). Изредка встречаются невысокие аккумулятивные, слабо выраженные террасы, высотой от 4 до 15 м. Прибрежная сниженная полоса отделена от Приморского хребта продольной долиной.

На приложенной к статье Думитрашко схематической геоморфологической карте Прибайкалья в Бугульдейско-Ангинском районе вдоль побережья полосой показаны низкие горы, далее, также в виде полос северо-восточного простирания, постепенно удаляющихся от берега, — область развития древней продольной долины и, наконец, высокие горы и гольцовые области на северо-западе района. В устьях Б. и М. Бугульдейки и в районе пади Крестовой отмечены плоские равнины с развитием преимущественно аллювиальных отложений. На этой же карте район квалифицируется как стабильный, не входящий в состав ни поднимающихся, ни опускающихся участков побережья Байкала.

С 1931 г. с некоторыми перерывами в Бугульдейско-Ангинском районе начали производиться геолого-съемочные и разведочные работы Восточно-сибирским геологическим трестом. Отдельные данные, извлеченные из рукописных отчетов, использованы нами с точным указанием источников.

II. Очерк рельефа

Рельеф Бугульдейско-Ангинского района своеобразен и сложен. Некоторые характерные черты его привлекали к себе внимание всех предыдущих исследователей. И. Д. Черский, в частности, отмечал здесь наличие своеобразных «вымерших» висячих долин в прибрежной части района. Много внимания характеристике форм рельефа было уделено Б. И. Артемьевым, как это мы видели из очерка истории изучения района. Однако, несмотря на это, наблюдения, проведенные нами, выявили некоторые специфические черты морфологии и позволили подойти по-новому к оценке основных этапов истории развития рельефа области.

Внутри района хорошо выделяются отдельные участки со специфическим комплексом форм рельефа. Прежде всего это всхолмленная полустепная прибрежная полоса, заключенная между береговой линией озера и восточным склоном гольцовой области, известной под именем Приморского хребта. Прибрежная полоса очень интересна, формы рельефа ее многообразны. Здесь развиты некоторые из «вымерших» долин. Далее к западу,

в глубь континента, протягивается гольцовая зона Приморского хребта, имеющего в плане вид полосы, вытянутой в северо-восточном направлении и достигающей ширины в несколько десятков километров. Еще дальше, в крайней западной и северо-западной части района, развиты спокойные столовые формы водораздельных гряд с плоскими вершинами, прорезанные многочисленными речными долинами и представляющие крайний восточный аванпост плоской возвышенности, занимающей огромные площади в пределах Иркутского амфитеатра и Ленско-Енисейской столовой страны.

Переходим к характеристике форм рельефа каждой из трех намеченных областей (фиг. 2).

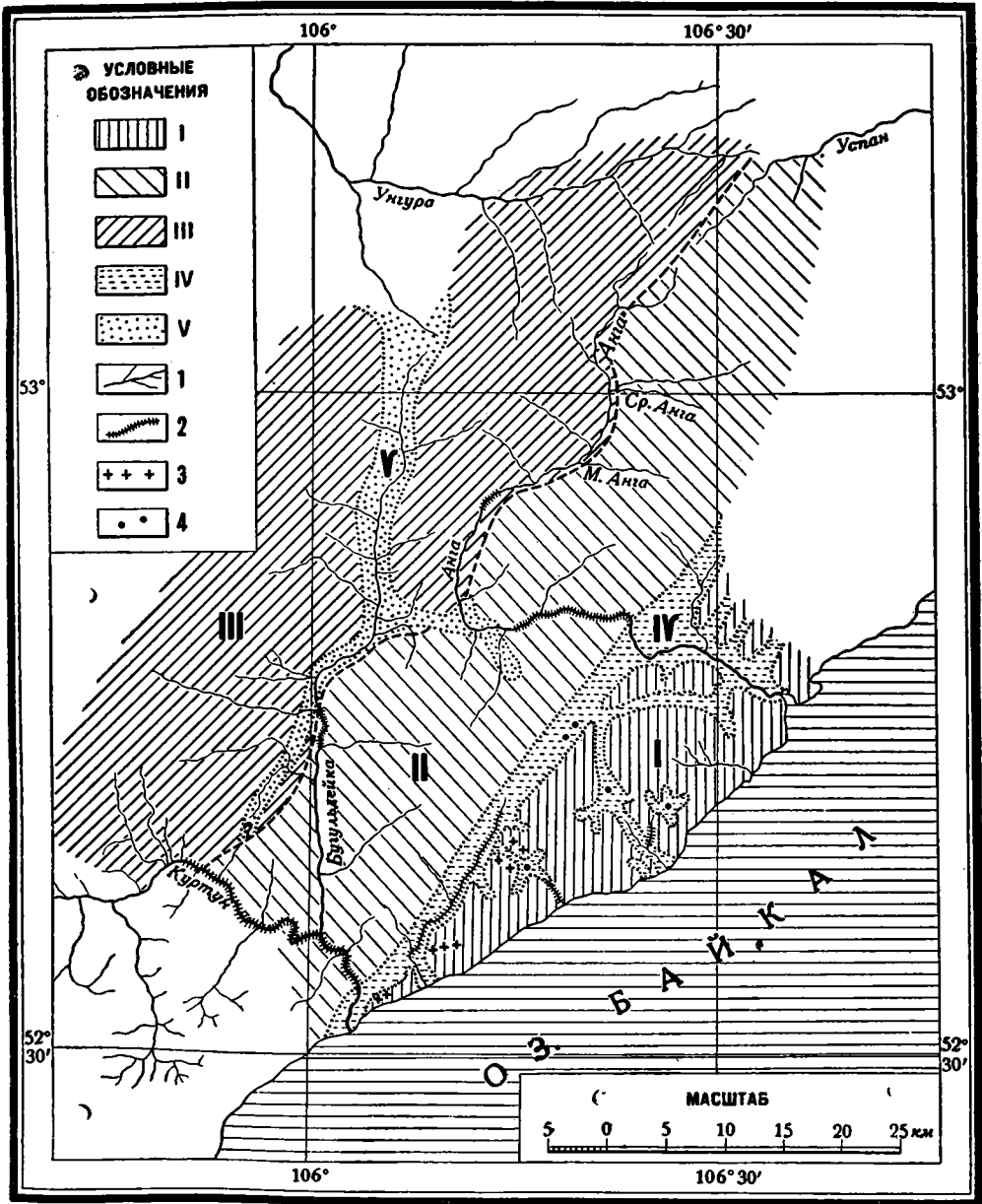
Общая средняя высота прибрежной холмистой полосы над Байкалом невелика и выражается цифрой примерно в 200 м. С озера прибрежная полоса имеет вид сравнительно плоского невысокого массива, склоны которого круто обрываются в воду. Прибрежная зона прорезана глубокими долинами Анги и обеих Бугульдеек, воды которых доходят до самого озера. Есть несколько крутых долин, по размерам не уступающих долинам упомянутых рек, но лишенных или почти лишенных постоянного водотока. Такова, например, падь Крестовая, выходящая в Байкал примерно в середине района. Междуречные пространства поражают обилием разнообразных положительных и отрицательных форм рельефа, не связанных с современной водной сетью. Видны беспорядочно разбросанные округлые массивные холмы, варьирующие в отношении размеров довольно значительно и достигающие местами свыше сотни метров высоты над средним уровнем поверхности междуречья. Холмы разъединены пологими, широкими сухими ложбинами, образующими сложно переплетенную сеть. Некоторые из таких сухих ложбин выходят в долины современных рек в виде висячих долин. Особенно эффектны эти висячие долины на левобережье р. Анги в низовом отрезке ее течения от улуса Еланцы до устья, где они прежде всего и бросились в глаза Черскому.

Часть долин, бороздящих поверхность междуречий в пределах прибрежной полосы, имеет в ширину несколько сотен метров, иногда 1—1,5 км, при длине в десятки километров.

Иногда вершины сухих долин подходят вплотную друг к другу с разных сторон и отделены пологим водоразделом в виде продольного холма. Местами (в окрестностях улусов Хальского и Кужертуйского) удавалось наблюдать, как целая система сухих долин располагается лучеобразно, по радиусам, сходящимся в одном центре. Таким центром всегда оказывалось правильно округлое, реже овальное озеро. Вода в озерах пресная на вкус.

Форма озер, обязательная приуроченность их к областям развития кристаллических известняков архея, отсутствие поверхностного стока за очень редкими исключениями, — все это позволяет с достаточной уверенностью высказаться за карстовое происхождение выполняемых озерами воронкообразных впадин. Расположение и, даже в значительной мере, размеры сухих долин отражают в общих чертах направление и мощность (на плоскостях) развития кристаллических известняков архея. Сухие долины на междуречных пространствах имеются иногда и в областях развития других кристаллических пород, главным образом изверженного происхождения, но в этих случаях они всегда оказывались лишь боковыми ответвлениями главной долины, продолженной именно в кристаллических известняках.

На прилагаемой схеме строения рельефа показаны главнейшие древние долины. По сравнению этой схемы с геологической картой легко убедиться в совпадении контуров сухих долин с полосами кристаллических известняков архея. Особенно поразительной является долина этой кате-

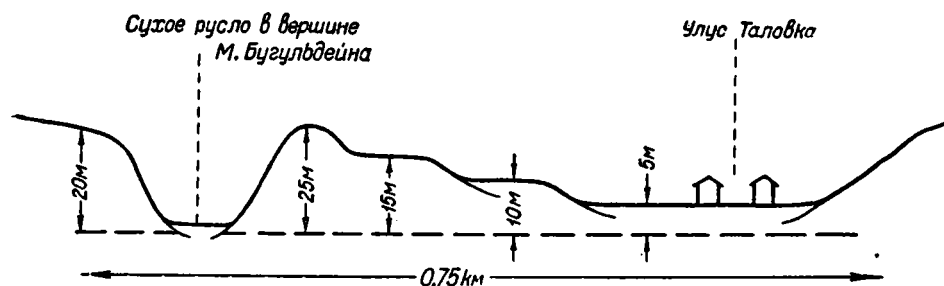


Фиг. 2. Схема геоморфологии Бугульдейско-Ангинского района западного Прибайкалья (составлена Е. В. Павловским).

I — прибрежная зона невысокого пенеппена; II — область развития гольцового рельефа; III — плоская возвышенность — восточная окраина Иркутского амфитеатра; IV — древние, хорошо выработанные долины, большей частью высящие (вымершие долины Черского); V — область развития древнего аллювия, выполняющего тальег древней, хорошо разработанной долины. 1 — отрезки речных долин с нормальным трапециoidalным поперечным профилем; 2 — участки долин с интенсивной донной эрозией и V-образным поперечным профилем; 3 — скалы с пустынным загаром и следами эрозивного воздействия; 4 — карстовые озера — местные базисы эрозии для замкнутых бассейнов.

гории, тянущаяся через весь район от р. Анги (улус Еланцы) на ЮЗ вплоть до устья р. Б. Бугульдейки. Эта долина, носящая в северо-восточной части у местных жителей имя Кунты, или Кунтинской долины, фигурирует в работе Б. Н. Артемьева (7) под именем продольной долины.

Ширина долины на всем ее протяжении почти одинакова: 1—1,5 км. В поперечном профиле она имеет простое строение, симметрична. В большинстве случаев склоны ее не осложнены никакими уступами. В продольном разрезе ее дно отражает тенденции наклона в какую-нибудь одну сторону, а имеет плавные возвышения и понижения. Проследить эти изменения поверхности дна древней долины особенно трудно в ее юго-западной половине, где она густо покрыта лесом. Имеющаяся двухверстная карта мало помогает в этом отношении. Отчетливо наблюдается перегиб дна Кунтинской долины на участке между дер. Попово и улусом Таловкой. Этот перегиб дна долины, имеющий форму поперечного вала, служит водоразделом для бассейна рр. Анги и М. Бугульдейки. В обе стороны от этого своеобразного водораздела стекают воды современных ручьев и рек в противоположные стороны. По мере удаления от этого водораздела на СВ к р. Анге отчетливо видно постепенное углубление русла современных потоков в дно древней долины. Это последнее постепенно обособляется



Фиг. 3. Поперечный профиль через древнюю Кунтинскую долину в районе Таловского улуса.

в характерную террасу размыва. Близ улусов Шелотья и Еланцов высота этой террасы достигает нескольких десятков метров над дном долины. Долина современного ручья прорезает дно более древней Кунтинской долины и обычно жметя к одному из бортов древней долины, главным образом к юго-восточному (фиг. 3).

В истоках ручья, стекающего с упомянутого «водораздела», располагается несколько мелких озер карстового происхождения правильной округлой формы и довольно глубоких. Совершенно аналогичная картина наблюдается и по юго-западную сторону водораздельного пологого вала на дне Кунтинской долины. Вершина р. М. Бугульдейки берет начало от нескольких незначительных водотоков падей, прорезающих северо-восточный склон Кунтинской долины близ водораздела. Соединенный водоток этих ручьев довольно значителен. У улуса Таловки, где начинается отчетливо вырисовываться русло современной долины, врезанной в дно древней, водоток уходит в карстовую воронку в известняках, хорошо видную с торной проселочной дороги из улуса Таловки в дер. Попово. Под землей водоток идет около километра. Русло современной долины сухо и нацело задерновано. Ниже проявляются признаки заболачивания русла и, наконец, появляется постоянный водоток. По мере движения вниз по речке (М. Бугульдейке) видно, как современное русло, приуроченное к дну узкой V-образной долины, врезается все глубже и глубже в дно древней долины р. Кунты. В среднем и нижнем течении р. М. Бугульдейка течет в глубоком каньоне, прижатом к юго-восточному борту древней долины. Дно Кунтинской долины играет здесь роль высокой террасы размыва по отношению к современной долине М. Бугульдейки и возвышается над ней приблизительно на 100 м.

Близ устья р. М. Бугульдейка крутым поворотом покидает Кунтинскую долину и вливается в Байкал. Древняя же долина открывается, как висячая, в долину р. Б. Бугульдейки, у ее устья. У улусов Харасатый и Долон-Мухтуй, в правом склоне современной долины, располагаются мелкие карстовые воронки в известняках, дающие обильные восходящие ключи, стекающие в р. М. Бугульдейку. Северо-западный склон Кунтинской долины прорезан рядом недлинных и нешироких падей, обычно лишенных современного водостока. Базис эрозии таких падей приурочен к поверхности дна древней долины р. Кунты. У устья падей имеются задернованные пологие конуса выноса. Немногие пади имеют постоянный и довольно мощный водоток, пропиливший дно древней долины и заравнявший кривую эрозии пади, приуроченную к урезу воды в р. М. Бугульдейке, являющейся местным базисом эрозии.

Аналогичные явления, только в меньшем масштабе, наблюдаются близ самого Байкала. Так, из небольшого озера в кристаллических известняках, служившего, очевидно, базисом эрозии для целой системы древних, ныне сухих, долин, вытекает стремительный водоток, врезающийся постепенно в коренные породы в виде узкого потока и входящий в падь Крестовую слева, немного ниже улуса Крестовского.

Характерным для всех древних долин, в том числе и для Кунтинской, является отсутствие каких бы то ни было накоплений аллювиального типа в их тальвеге. Это наблюдение тем более интересно, что очень многие сухие древние долины расположены в безлесной части района и дают почти сплошные обнажения только коренных пород, изредка прикрытых маломощным растительным слоем или россыпью элювиального и делювиального типа.

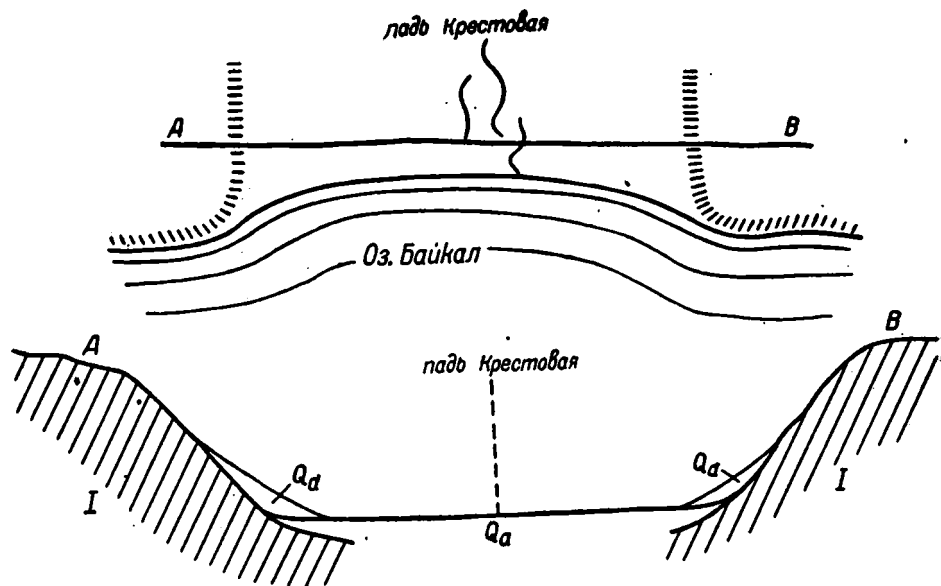
Целый ряд древних сухих долин расположен в собственно береговой части района. Здесь бровка крутого, местами отвесного склона Байкала обрезает эти долины то поперек, то диагонально. В связи с этим обстоятельством, при наблюдении с озера, особенно с судна, плывущего в некотором отдалении от берега, может создаться иллюзия наличия многочисленных террасовых ступеней высокого уровня и разных относительных высот над урезом воды Байкала. Отсюда мнение некоторых исследователей, в частности Думитрашко, о наличии многоступенчатых плоских уступов террасовидного типа, иллюстрирующих якобы уровни древнего высокого стояния воды Байкала.

Современная речная сеть, базис эрозии которой приурочен к Байкалу, как уже об этом упоминалось, врезана в холмистую возвышенность прибрежной полосы, несущей на поверхности сложную систему древних сухих долин и озера карстового типа. Большинство современных долин хорошо разработаны, широки, имеют простой трапецеидальный профиль. Их склоны редко осложнены невысокими террасами, преимущественно типа террас накопления. Эти последние встречаются редко и в виде обрывков. Так, в устьевой части долины р. Б. Бугульдейки, вдоль ее левого склона, выражена невысокая терраса накопления. В низовье р. Анги также сохранились обрывки двух низких террас. Характерны незначительные размеры дельтовых накоплений. Исключение составляет р. Б. Бугульдейка. При ее устье имеется небольшая, но ясно выраженная коса — дельтовые накопления галечно-валунного материала, отмоделлированная работой прибоя Байкала.

В ряде долин не только нет никаких дельтовых накоплений, но даже береговая линия при их устье характеризуется кривой, вогнутой в глубь материка (фиг. 4). Устье р. Анги особенно интересно тем, что оно имеет черты явного затопления водами озера, создавшими здесь узкую бухту, далеко вдающуюся в глубь континента. Здесь же, кроме того, замечен любопытный факт явного сужения долины р. Анги, — при устье коренные

склоны сильно сближены по сравнению с вышележащей частью долины. Глядя на устьевую часть р. Анги сверху вниз по долине, от Ангинского улуса, кажется, что долина книзу совсем замыкается.

Существуют и короткие, крутые, разложистые сухие пади, спускающиеся с поверхности холмистой прибрежной полосы прямо к озеру. Водоток в них даже не намечен, тальвег и склоны частично задернованы. Верхние части склонов голы и дают прекрасные обнажения коренных пород, которыми вообще прибрежная полоса изобилует как в долинах, так и на поверхности междуречных пространств. Береговая линия озера идет в районе устья пади совершенно ровно так, как будто никакой пади и связанного с ней выноса нет.



Фиг. 4. Схема устья пади Крестовой.

I — коренные породы; Qa — аллювий; Qd — деллювий.

Подводя некоторые итоги приведенной общей характеристики рельефа прибрежной полосы, нужно сказать, что современная речная сеть прорезала прибрежную полосу, сохранившую многочисленные остатки своеобразной древней гидрографической системы. Каньонообразные долины ряда рек (например, р. М. Бугульдейки) говорят о быстроте врезания и его интенсивности. Ясно далее, что древняя сеть долин ориентировалась не на один общий базис эрозии, а имела их много в виде карстовых воронок. Озеро Байкал, как главный местный базис эрозии, приобретает значение лишь в сравнительно недавнее время, вероятно во второй половине плейстоцена. Широко развитые явления карста в пределах прибрежной полосы обуславливали своеобразный и, вероятно, сложный режим поверхностных и подземных вод. В связи с этим обстоятельством нет необходимости рассматривать Приольхонье как своеобразный климатический остров со специфической особенностью (сухость), как это делают некоторые исследователи (Г. Ю. Верещагин).

Рельеф области гольцового Приморского хребта также не отличается однообразием. Гольцовая полоса, вытянутая в северо-восточном направлении, представляет сочетание гольцовых групп, кряжей и массивов, разделенных широкими пологими падами. Эти последние служат для современной речной сети водосборными ложбинами. Сеть этих широких па-

дей сложна. Все они по направлению уклона их дна ориентированы в общем на север или северо-запад.

Низовья этих долин оживлены современным, очень мало деятельным водотоком, обычно даже почти не врезавшимся в ложе долины. Сказанное справедливо для той части широких падей, базис эрозии которых определяется уровнем поверхности ветви древней долины на участке между сс. Куретью и Косой Степью. Эта долина входит в систему древних долин, развитых уже вне пределов Приморского хребта, и о ней мы будем говорить ниже.

Современные речные долины, пропилившие поперек гольцовую область (долины рр. Анги и Б. Бугульдейки) имеют вид узких, глубоких, извилистых каньонов. Реки текут в них, занимая почти все дно долины, заваленное грубым валунно-галечным материалом. Некоторые из них (каньон р. Анги) трудно проходимы даже пешком. Боковые притоки рр. Бугульдейки и Анги, располагающиеся продольно относительно гольцовых гряд Приморского хребта, в верхней части обычно широки, пологи и представляют, повидимому, еще не захваченные интенсивной современной эрозией остатки древних широких ложбин, описанных выше. Нижняя и средняя части долин боковых притоков, спускающихся с гольцовой области, представляют глубокие, иногда очень узкие щелевидные долины с крутой кривой эрозии. Междуречные пространства внутри гольцового массива, как мы это уже отмечали, сложены то массивными, округлыми, куполовидными формами гольцового ландшафта, покрытыми осыпями, то, реже, башневидными утесами, располагающимися по вершине гребня и напоминающими при взгляде издали контуры гигантской пилы с обломанными зубьями или полуразрушенные крепостные сооружения старинного типа. Абсолютные отметки поверхности гольцов невелики; редкие из них превышают тысячу метров, как, например, Ангинский голец (1200 м). Ряд вершин имеет отметку около 1000 м, большинство же значительно ниже.

Северо-западная часть района представляет область развития столовой возвышенности — окраины обширного плато Приленского края и Иркутского амфитеатра. Абсолютная высота поверхности столовой возвышенности выражается в 1000 м. При взгляде с ее высших точек ясно заметен постепенный уклон поверхности на С и СЗ, в сторону от Байкала. Вдоль стыка плоской возвышенности с Приморским хребтом пролегают наиболее крупные отрезки главнейших рек района — Анги и Бугульдейки; здесь же вдоль границы гольцовой области и плоской возвышенности располагается система древних долин, местами довольно высоко поднятых над уровнем дна современных. Главная ветвь древней долины отчетливо прослеживается из вершины Шемшераша, впадающей справа в р. Б. Бугульдейку. В вершине этой пади ложе древней долины является первичной ложбиной стока. Современный водоток почти не заметен, он теряется в древнеаллювиальных отложениях, выполняющих дно древней долины. Древние аллювиальные отложения представлены желтыми песками с редкой некрупной галькой разнообразных пород (подробнее об их составе см. ниже в описании нормального разреза).

Двигаясь вниз по долине, можно видеть, как постепенно, благодаря врезаанию современного русла в дно древней долины, это последнее начинает обособляться в качестве своеобразной террасы. Близ крутого поворота пади на восток современное русло располагается на несколько десятков метров ниже поверхности дна древней долины. Водоток пади протекает по дну глубокого V-образного ущелья. Полоса же древнеаллювиальных песчано-галечных отложений на дне древней долины переходит после поворота пади на ее левый берег, сохраняя северо-восточное направление, тянется вдоль долины Б. Бугульдейки и отделяется от

нее нешироким и невысоким гребневидным участком плоской возвышенности.

Хорошо выраженная в рельефе древняя долина и связанные с ней песчано-галечные отложения прослеживаются от пади Шемшераша до улуса Алагуя. Здесь современная долина Б. Бугульдейки и древняя долина сливаются. У Алагуя древние аллювиальные отложения сохранились лишь клочками, например по правому берегу р. Бугульдейки, и образуют террасовидные уступы в 20—25 м высоты над современным водотоком. Двигаясь вверх по долине Бугульдейки от Алагуя, можно видеть, как постепенно расширяется поперечный профиль долины, расходятся ее коренные склоны и значительно увеличивается площадь развития песчаных древнеаллювиальных отложений (фиг. 5).



Фиг. 5. Верховья р. Б. Бугульдейки у с. Косой Степи. Участок древней долины. Вид на север.

В окрестностях с. Косой Степи с востока в древнюю долину вливается ее широкая боковая ветвь, по которой проложен участок Ольхонского тракта от с. Курети до с. Косой Степи. К С от с. Косой Степи древняя долина продолжает неуклонно расширяться, одновременно продолжает увеличиваться площадь развития связанных с ней отложений. Относительная высота коренных склонов постепенно снижается, они становятся пологими и прикрываются мощным чехлом образований делювиального типа. Русло р. Бугульдейки, едва намеченное в виде неглубокой извилистой канавы с отвесными склонами (к осени совершенно сухой), незаметно теряется в вершине среди древнего аллювия. На водоразделе между рр. Бугульдейкой и Унгурой, т. е. между бассейнами Байкала и Лены, развиты исключительно те же древние аллювиальные отложения, достигающие здесь не менее 60 м мощности. На этом плоском, широком песчаном водоразделе (который так не похож на обычные представления, связанные с этим термином, особенно в гористой части Прибайкалья) по обе его стороны возвышаются очень невысокие, пологие холмы — коренные склоны древней долины. Ширина ее здесь не менее 2.5—3 км. В бассейне р. Унгурой полоса развития древнего аллювия уходит за пределы района, в область среднего и, быть может, верхнего течения ее левых притоков — Баганты и Ады. То ответвление древней долины, которое располагается

между Куретью и Косой Степью, тесным образом связано с широкими падами, спускающимися с северо-западного склона Приморского хребта, являясь для них местным базисом эрозии в прошлом.

В настоящее время эти простые взаимоотношения падей и ответвления древней долины замаскированы деятельностью боковых притоков, с одной стороны, р. Анги и с другой — р. Б. Бугульдейки, прорезавших свбими V-образными долинами не только чехол древнего аллювия, но и подстилающие его коренные породы. Однако и здесь, в пределах ветви главной долины, древний аллювий сохранился на незначительных еще площадях, главным образом на водоразделе между современными системами рр. Анги и Бугульдейки и его склоне, обращенном к р. Бугульдейке.

Имеющиеся наблюдения относительно остатков древней речной системы ясно говорят о том, что с северо-западного склона Приморского хребта спускалась долина довольно крупной реки с многочисленными разветвлениями в верховье. Эта река, существовавшая в недавнем геологическом прошлом, текла на север от Байкала в область Лено-Ангарского междуречья.

Другими словами, в недавнем геологическом прошлом существовала речная система, резко отличная от современной, приуроченная к какому-то базису эрозии далеко на северо-западе или севере от Байкала. Нам неизвестна вершина главного ствола древней долины. Ее следовало бы искать вне пределов нашего района, по правобережью р. Куртуна, в окрестностях или несколько ниже одноименного поселка. Можно сказать лишь, что вершина этой реки в том или ином виде может быть прослежена, вероятно, вплоть до Байкала. Возможно, что даже головная часть этой долины обрезана береговой линией озера. Это предположение достаточно законно потому, что изучение состава галечного материала древнего аллювия (см. об этом ниже в описании нормального разреза) показывает обилие в нем экзотических пород, чуждых не только для исследованного нами района, но и для области водораздела Куртун—Байкал, судя по литературным данным. В частности несомненный интерес представляет обилие в древнем аллювии гальки кварцевого порфира, совершенно неизвестного в коренном залегании по всему западному побережью озера, за исключением некоторых участков северо-западного Прибайкалья, и присутствующего только в виде галек в юрских конгломератах на западном побережье Байкала, близ истока р. Ангары.

В связи с этим вполне возможно, что верховья древней реки, текшей на север, располагались в области, ныне занятой водами озера. Такой областью в частности мог быть подводный «хребет», обнаруженный программами Байкальской станции Академии Наук и тянувшийся поперек озера, примерно от устья р. Б. Бугульдейки к дельте Селенги.

Переходим к характеристике современных долин, располагающихся в области плоской возвышенности, за исключением долины Бугульдейки, описанной попутно с характеристикой древней долины.

Река Анга берет начало из целого ряда широких падей, спускающихся с западного склона Ангинского гольца — одного из элементов гольцовой системы Приморского хребта. По мере продвижения вниз по реке от ее истоков, русло р. Анги постепенно врезается в дно долины и водоток течет по довольно крутому валунно-галечному руслу. Обособляется надпойменная терраса до 3 м высоты. Поперечный профиль долины нормальный трапецеидальный. Однако ниже, немного не доходя до устья р. М. Анги, долина реки заметно сужается, исчезает надпойменная терраса, коренные склоны постепенно, но быстро сближаются, и на некотором расстоянии, около километра, р. Анга течет в узком коридоре. Близ устья р. М. Анги главная долина вновь и очень быстро расширяется, вновь появляется надпойменная терраса примерно той же, что и ранее, высоты.

Интересно, что в суженной части современной долины р. Анги на ее левобережье и вдоль нее, на незначительном расстоянии (около полукилометра), тянется сухая продольная долина, пересекаемая в некоторых местах V-образными рывтинами, связанными с современным руслом реки. Близ пади Боро-Тала долина Анги вновь резко сужается; река здесь образует крутую излучину, обращенную выпуклостью на СЗ. Порожистое каменистое русло полностью занимает дно щелевидной долины. Непосредственно к юго-востоку от этой излучины, как бы дополняя ее до полной окружности, располагаются две широкие сухие пади, соединяющиеся очень глубокой и пологой седловиной в вершинах. Одна из этих сухих падей выходит в р. Ангу справа ниже излучины, другая — в широкую Боро-Тальскую долину, в ее низовой части. Обе сухих пади намечают непосредственное продолжение долины Анги выше и ниже ее щелевидной излучины. Ниже этого пункта р. Анга течет в нормальной долине с трапецеидальным профилем. Появляется довольно широкая пойма, постепенно повышается уровень первой надпойменной террасы, достигающей у улуся Умбура 7—8 м высоты, как это можно видеть на отдельных сохранившихся обрывах. Местами эта терраса сформирована в большей своей части коренными породами, прикрытыми не мощным чехлом (1—1.5 м) песчано-галечного, реже суглинистого аллювия. Ниже с. Курети долина Анги вступает в область Приморского хребта, где ее облик нам уже известен.

Также разнообразны по своему внешнему облику различные участки долины р. Куртуна. Эта река берет начало из широких залуженных, чрезвычайно пологих падей, располагающихся на поверхности плоского водораздела, являющегося в данном случае гранью стока вод бассейнов Байкала и Ангары. Пади верховий р. Куртуна сухи, изредка на дне их наблюдаются мелкие, заросшие болотной растительностью озерки, располагающиеся иногда четкообразно вниз по уклону пади и соединяющиеся друг с другом незначительными водотоками с едва намеченным руслом.

Коренные склоны в верховьях падей очень пологи и возвышаются над ее дном всего лишь на немногие десятки метров. Двигаясь вниз по долине, можно установить постепенное углубление долины в склон водораздела и ее сужение. Появляется сухое каменистое русло, еще ниже — слабый, в начале, водоток. Поперечный профиль долины приобретает обычный трапецеидальный характер. Несколько выше Тунгусского поселка долина Куртуна резко и быстро сужается, совершенно аналогично тому явлению, которое наблюдалось в верхнем течении р. Анги. Поперечный профиль долины становится V-образным.

Суженный отрезок долины простирается на 1—1.5 км, после чего р. Куртун вступает опять в широкую долину трапецеидального типа. Здесь вновь появляются хорошо выраженная широкая луговая пойма и первая надпойменная терраса около 3—3.5 м высоты над уровнем водотока. Оба эти элемента рельефа долины впервые наметились непосредственно выше суженного участка. Ниже у заимок и по мере приближения к ним сверху по долине видно постепенное повышение уровня первой надпойменной террасы, достигающей здесь высоты 6—7 м.

Кроме того то в правом, то в левом коренном склоне высотой свыше 100 м намечается уступ, возвышающийся над уровнем водотока примерно на 50 м. Близ пос. Куртуна, по левому берегу реки, отчетливо выражена уже целая серия террас: 1-я — 2.5—3 м, 2-я — 7—8 м, 3-я — 20 м и 4-я — 50 м. Первые две являются террасами накопления и сложены песчано-галечным, иногда с валунами, аллювием, тогда как две верхние представляют собой почти всюду эрозионные уступы. Особенно широкое развитие имеет 50-метровый уступ, занимающий значительные площади по левобережью р. Куртуна, между одноименным поселком и почти вплоть до

дер. Хонкой. Левобережье р. Куртуна в окрестностях пос. Куртуна прорезано целым рядом хорошо разработанных боковых долин, из которых некоторые, в частности так называемая Шаманская падь, заслуживают некоторого внимания. В нескольких километрах выше устья этой падьи все ее дно занято округлым, довольно глубоким озером. Это озеро, повидимому, карстового происхождения, о чем говорят его округлая форма, значительная глубина, местами (судя по сообщениям местных жителей) свыше 10 м, локализация максимальных глубин в средней части озера (воронкообразная форма дна), а также и то обстоятельство, что оно приурочено как раз к выходу доломитов среднего кембрия.

Возвращаясь к характеристике долины Куртуна, отметим, что по мере продвижения вниз наблюдается дальнейшее усложнение ее поперечного профиля. Так, непосредственно ниже пос. Хонкой поперечный профиль долины характеризуется наличием следующих террасовых уровней: 1-й — 2 м, 2-й — 5—6 м, 3-й — 10—15 м, 4-й — 50 м и, кроме того, намечается местами ступень на высоте около 100 м. Коренные склоны долины достигают высоты нескольких сотен метров.

Ниже устья падьи Хонкой ясно выражена тенденция к постепенному сближению коренных склонов. Стираются постепенно следы присутствия высоких террасовых уровней, низкие террасы типа террас накопления фиксируются лишь в виде отдельных клочков. Эта тенденция упрощения поперечного профиля долины, замещения ее трапецеидального поперечного профиля на V-образный, связанная с все большим и большим сближением высоких коренных склонов, достигает своего максимума в низовом отрезке течения р. Куртуна, где глубокая V-образная извилистая долина подводит вплотную р. Куртун к долине Бугульдейки в начальном пункте ее глубокого врезания в Приморский хребет.

Общее впечатление от долин рек, несущих свои воды в Байкал, такое, как будто они очень недавно испытали крупнейшее и радикальное изменение режима, связанное с энергичным влиянием современного местного базиса эрозии (Байкал). Это влияние проявилось в глубоком пропиле Приморского хребта, в захвате вновь образовавшейся гидрографической сетью прежней речной системы, для которой Приморский хребет играл, очевидно, роль водораздела, в повороте всего направления стока в сторону Байкала. Ориентирующая роль Байкала как местного базиса эрозии началась очень недавно, потому что черты древней гидрографической сети сохранились, как мы видели из всего вышеизложенного, поразительно отчетливо.

Совершенно иной облик имеют долины рек и связанные с ними боковые притоки, несущие свои воды в сторону от Байкала — в Лену или Ангару. На всем протяжении этих долин в пределах изученной области нет никаких указаний на нарушение длительного и нормально развивающегося эрозионного цикла. Эти долины, берущие начало из пологих ложбин на склонах водораздела, постепенно углубляются вниз по течению в плоскую возвышенность. В них совершенно плавно усложняется поперечный правильный трапецеидальный профиль благодаря появлению террас, главным образом аккумулятивных, невысокого в начале уровня. Вниз по течению реки количество террас постепенно увеличивается, так же как и растет относительное расстояние по вертикали между их бровками.

Подводя итоги наблюдениям над рельефом района, можно сказать, что его изучение дает нам некоторый материал для суждения об основных этапах истории рельефа области.

И в прибрежной полосе, и в области гольцового массива — Приморского хребта, к западу и северо-западу от него, в пределах распространения столовых форм, решительно всюду сохранились многочисленные

и яркие черты существования в недавнем геологическом прошлом существенно иного режима речной сети с иным, отличным от современного, направлением ее стока, а местами со своеобразным режимом карстовой области. Эта древняя речная система со всем специфическим комплексом форм рельефа, с ней связанным, окончила свое существование геологически очень недавно. Начало же ее развития (повидимому, довольно сложного), вероятно, уходит далеко в глубь четвертичного периода, а может быть, даже и за его пределы. Мы имеем некоторые основания так говорить, потому что найденные Б. Н. Артемьевым угленосные отложения, относящиеся им с достаточным основанием к третичному возрасту, локализованы в тальвеге древней долины. Падь Оса, в приустьевой левобережной части которой найдены третичные отложения, входит в состав восточной боковой ветви крупной древней долины. Хотя эти третичные отложения найдены не в коренном залегании, но их литологический характер и особенно хорошая сохранность хрупких и крупных кусков обугленной древесины говорят о том, что они не принесены сколько-нибудь издалека, а лишь смещены либо сверху вниз по долине, либо с той или иной части ее коренного склона. Смещение это, может быть, было типа оползней. Это тем более вероятно, что смещенные третичные отложения обнаружены у подножья левого коренного гранитного склона пади Оса. Микрорельеф площади заведомого развития третичных отложений характеризуется целым рядом мелких и невысоких ступенчато-расположенных валов, спускающихся к руслу р. Анги, и рядом серповидных впадин между этими валами; некоторые из них выполнены водой. По своему внешнему облику это типичный оползневой рельеф склонов долин Подмосковной области или Средней Волги. Учитывая это, мы считаем, что нарушение залегания подобного типа не противоречит высказанному нами предположению о локализации третичных отложений в тальвеге древней долины. Данное предположение позволяет судить о том, что долина, вероятно, уже существовала в третичное время.

Есть также указание на один очень интересный этап истории развития области, связанный с тем периодом ее существования, когда древние долины, равно как и гребни, разделяющие их ветви, безусловно уже существовали. На древних междуречных гребнях в прибрежной полосе, обычно поросших лесом, наблюдаются башневидные выходы коренных пород, иногда напоминающие надгробные памятники, как бы вкопанные в ровную, покрытую мелкой дресвой поверхность гребня. В выходах коренные породы с поверхности покрыты как бы толстой скорлупой, сильно выветрелой, густо пропитанной бурыми водными окислами железа, рыхловатой массой из той же породы. Граниты, породы габбро-диоритовой формации и другие разбиты в выходах крупными трещинами. Выходы этого типа нередко увенчаны шарообразными глыбами тех же пород. Шары достигают иногда значительного диаметра, до 1 м; отдельные шары местами наложены друг на друга, подобно пирамидкам старинных пушечных ядер. Некоторые из них расколоты концентрическими и радиальными трещинами, и отломившиеся шаровые сегменты лежат у подножья коренных выходов. Внешняя форма останцов на гребнях между древними долинами напоминает аналогичные формы рельефа пустынь.

Последующее их изучение привело к установлению еще одного интересного факта. На гребне, между юго-западной оконечностью Кунтинской долины и низовьем М. Бугульдейки, располагается целый ряд стоящих вертикально плитообразных останцов, как бы искусственно поставленных на ровную поверхность склона. Издали эти останцы напоминают мусульманское кладбище. На боковой поверхности одного из таких останцов, высотой около метра, обращенной в сторону Байкала, т. е. на юг, наблюдался целый ряд ячеобразных полостей различной величины, то

изолированных, то сочетающихся в сложную ячеистую сеть. Как внутренние полости ячей, так и тонкие, изогнутые ребровидные перемычки между ними очень хорошо выглажены. Морфологически это явление не отличается от результатов эоловой деятельности в условиях пустынного режима. Если вспомнить, что еще В. К. Котульский указывал на наличие следов пустынного режима в районе Баргузина, то предположение о существовании в недавнем прошлом пустынного режима в Прибайкалье не должно казаться невероятным.

Не задаваясь дальнейшим рассмотрением этого интересного явления, отметим лишь, что локализация предположительно пустынных явлений на гребнях между древними долинами свидетельствует о том, что пустынный режим наступил после формирования основных элементов рельефа древней гидрографической системы в какой-то последующий или завершающий момент ее жизни и деятельности.

Если наше предположение о том, что система древних долин была заложена еще в третичное время, правильно, то и древняя речная система, создавшая мощные накопления древнего аллювия в верховьях р. Бугульдейки и других местах, унаследовала этот рельеф полностью, вероятно усложнив его.

Древняя речная система, характеризующаяся определенными отложениями, существовала, повидимому, в области в первую половину постплиоцена. Значительно позже проявился Байкал, совершенно нарушивший весь режим длительно существовавшей до сих пор речной системы, уничтоживший роль Приморского хребта как водораздела и перехвативший головные части древних долин, ориентировав сток по ним в противоположном ранее существовавшему направлению, а именно в сторону Байкальской впадины. Формирование современной гидрографической сети системы Байкала далеко еще не завершено и протекает с большой интенсивностью. Таким образом, в исследуемом районе западного Прибайкалья имеются ясные указания на то, что прилегающая к нему часть Байкальской впадины и выполяняющая ее водная масса возникли очень недавно, повидимому только во второй половине постплиоцена. Не исключена возможность, что при формировании данного участка впадины часть континента, служившая областью размыва для главной ветви древней долины, была погружена под воду. Может быть, именно отсюда и взята галька, входящая в состав древнего аллювия, столь мощно развитого на северо-западе района. Погруженный участок континента с этой точки зрения формирует в настоящее время тот подводный «хребет», тянущийся поперек Байкала, о котором мы уже говорили выше.

Возникновение впадины озера здесь совершенно отчетливо связано с крупным разрывом, механически оборвавшим различные участки сложной системы древних долин, широко развитых и в прибрежной полосе. В вертикальном разрезе крутого, высокого берега Байкала почти плоские днища древних долин создали иллюзию наличия разновысотных террасовидных уровней, многими принимающихся за свидетелей былого высокого стояния вод Байкала. В результате наблюдений в северо-западном Прибайкалье, в районе Елохина мыса (11), мы пришли к выводу, что северная часть Байкальской впадины является довольно древним образованием, начало существования которого уходит, возможно, даже за пределы четвертичного периода. Многочисленные факты, добытые в Бугульдейско-Ангинском районе, говорят о значительно более молодом возрасте средней части Байкальской впадины.

Эти выводы несколько не противоречат друг другу, как это могло бы показаться с первого взгляда, и лишний раз говорят о том, что впадина Байкала представляет собой сложное явление — результат сложных и одновременных этапов истории развития молодых структур области.

III. Характеристика нормального разреза

1. АРХЕЙ (А)

Юго-восточная половина района является областью исключительного развития массивно-кристаллических жильных пород, находящихся в сложном сочетании с разнообразными метаморфическими породами — кварцитовыми, кварцито-сланцевыми, слюдяно-гранатовыми, роговиковыми и другими сланцами и кристаллическими известняками.¹

И. Д. Черский (2, 3), изучавший эти образования и оценивавший их с непутистической точки зрения, делил весь перечисленный комплекс пород как метаморфических, так и изверженных на две свиты: нижнюю — гнейсо-сланцевую и верхнюю — гнейсо-известняковую. В нижней свите принимают участие очковые роговообманковые гнейсы и их массивные видоизменения. Местами гнейсы переходят в слюдяные, хлоритовые сланцы. Большую роль также играют кварциты, местами слюдистые, переходящие в слюдяные сланцы и гнейсы. Кварциты занимают крупные площади в пределах Приморского хребта. Ближайшая к Байкалу полоса пониженных высот и весь о. Ольхон сложены перемежающимися известняками, гнейсами и кристаллическими сланцами верхней свиты. Обе свиты Черский относит к архею. Все последующие исследователи Приольхонья подтвердили правильность стратиграфической схемы Черского, причем некоторые из них, например Артемьев (7), сомневались в докембрийском возрасте верхней известняковой свиты.

Имеющийся в нашем распоряжении фактический материал позволяет наметить в схеме следующую последовательность чередования пород метаморфической свиты архея. Самыми нижними членами нормального разреза метаморфической толщи являются разнообразные кварцитовые сланцы белого, иногда розоватого цвета. В верхней части кварцито-сланцевой толщи появляются пачки слюдяно-гранатовых сланцев сравнительно незначительной мощности, порядка 10—20 м для каждой пачки.

Стратиграфически выше располагается чередование роговиковых, амфиболовых, хлорит-эпидотовых, биотито-роговообманковых, роговообманково-эпидотовых, роговообманково-мусковитовых и других сланцев с кристаллическими известняками. Чередование перечисленных пород частое; мощность отдельных полос обыкновенно выражается десятками метров при общей приближенной мощности всей этой средней части нормального разреза архея в несколько сотен метров.

Верхняя часть нормального разреза составлена кристаллическими известняками с форстеритом, тремолитом и диопсидом. Кристаллическим известнякам, явно преобладающим, подчинены горизонты светлых кварцитовых сланцев. Общая мощность известняково-кварцитовой толщи значительна и может быть охарактеризована цифрой порядка 1—2 тысяч м. Суммарная мощность всего метаморфического комплекса должна оцениваться солидной цифрой в несколько километров.

Никаких указаний на существование перерывов и угловых несогласий внутри данной толщи нет. Нижняя кварцито-сланцевая толща развита исключительно в области Приморского хребта, в некотором удалении от Байкала; средняя известняково-сланцевая свита — в тальвеге и склонах древней продольной Кунтинской долины, отчасти по правобережью р. Анги, близ ее устья; верхняя известняковая свита распространена исключительно в прибрежной полосе, заключенной между береговой линией озера и юго-восточным бортом Кунтинской долины.

¹ В конце работы помещены 5 таблиц с микрофотографиями шлифов, иллюстрирующими на конкретных примерах главнейшие типы описываемых пород.

Нижняя кварцитово-сланцевая свита (А₁)

Как уже было отмечено выше, кварцитовые сланцы, играющие главную роль в составе нижней свиты, окрашены в светлые, главным образом белые, реже розоватые тона. Текстура их, преимущественно сланцеватая, изредка массивная. Наблюдается значительное колебание в размере зерен (от мелкозернистых до грубозернистых разностей), причем подавляющее большинство образцов характеризуется равномерной зернистостью.

Структуры исключительно бластические, иногда с параллельным расположением кварца и чешуйчатых минералов, главным образом группы слюд и хлорита.

В большинстве кварцитовые сланцы являются породами нацело перекристаллизованными, но в отдельных случаях удается наблюдать реликты первоначальной кластической структуры, особенно отчетливо наблюдаемой в тех разностях, где есть обломки мелких кристаллов турмалина. Эти последние имеют нередко хорошо окатанную круглую форму. Минералогический состав кварцитовых сланцев чрезвычайно прост. Основную роль играет кварц, имеющий, как правило, неправильные зазубренно-волнистые контуры; в подчиненном количестве и не всегда присутствуют чешуйки бесцветной слюды — то в виде тонкой каймы, окружающей бласты кварца, то располагающиеся незакономерно неправильными пятнами. Реже слюда представлена удлиненными пластинками и распределяется более или менее равномерно в породе, будучи ориентирована параллельно одному направлению. Изредка наблюдается зеленовато-серый хлорит в виде волокон и чешуек, незакономерно распределенных между бластами кварца.

Некоторые образцы характеризуются наличием рудной пыли и графита, достигающих иногда такой концентрации, что порода в штуде приобретает серые и грязно-серые тона. Характерно полное отсутствие полевых шпатов в составе всей толщи кварцитовых сланцев.

Микроскопически устанавливается совершенно определенно, что все породы данной свиты испытали сильные динамические воздействия. Кварц, как правило, волнисто-угасающий и трещиноватый. Нередки зоны полного раздробления, иногда линзовидного характера, сложенные нацело мелкозернистым бесструктурным кварцевым агрегатом.

Как мы уже говорили, кварцитам подчинены прослои слюдяных сланцев. Микроскопически это тонкосланцевые породы с характерным блеском на плоскостях спайности. Некоторые разновидности, богатые крупными кристаллами граната, имеют характер узловатых сланцев, причем пластинки слюды так бы обтекают кристаллы граната.

Минералогический состав обычно следующий: мусковит в виде удлиненных пластинок, вытянутых параллельно одному направлению, бластический кварц, варьирующий по содержанию от несущественной примеси до значения породообразующего минерала, в форме удлиненных с волнистыми контурами выделений, подчиненных в своей пространственной ориентировке тому же направлению, что и пластинки мусковита. Иногда (шлиф 66) в незначительном количестве наблюдаются плеохрозирующие удлиненные узкие пластинки, похожие на биотит, но со слабым двупреломлением. Часто присутствует гранат (шлифы 111, 113), представленный обычно хорошо выраженными додекаэдрами до 1—1.5 см в диаметре. Одиночные кристаллы граната неравномерно рассеяны, как бы вкраплены, в массу породы. Большая часть кристаллов разбита сетью тонких трещин. Трещинки, а иногда и периферия индивидуумов граната составлены вторичным тонкочешуйчатым желтоватым хлоритом. Макроскопически — гранат мутный, темнобуро-красноватой окраски, в шлифе розовый; $N=1.8$ (альмандин).

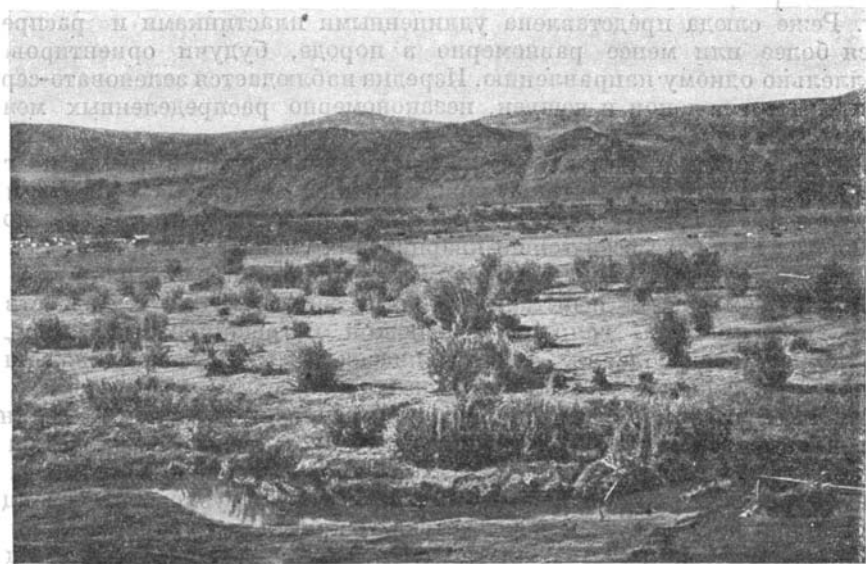
В некоторых случаях (шлиф 65) минералогический состав сланцев усложняется присутствием удлиненных шестоватых кристаллов голубовато-зеленого амфибола. Он характеризуется резким плеохроизмом: по Ng — синий, по Np — светлый зеленовато-голубой; $Ng = 1.711 \pm 0.002$; $Np = 1.708 \pm 0.001$; $Ng - Np = 0.003$.

Оптический характер отрицательный. По всем этим константам данный амфибол должен быть отнесен к ряду щелочных и определяется как глаукофан.

Большинство сланцев описываемой группы, помимо ярко выраженной тонкосланцеватой структуры, несут яркие черты интенсивных позднейших динамических воздействий: волнистое угасание бластов кварца, трещиноватость его, иногда частичное раздробление породы с образованием линз, окаймленных чешуйчатым агрегатом хлорита и слюд.

Средняя известняково-сланцевая свита (A_2)

Известняково-сланцевая свита развита главным образом в тальвеге продольной Кунтинской долины, частью по левобережью низовьев р. Анги. Свита эта представляет, как мы это уже отмечали, частое чередование



Фиг. 6. Выходы кристаллических сланцев средней свиты архея. Долина р. Анги близ улуса Еланцов.

полос кристаллических известняков с разнообразными кристаллическими сланцами и рассланцованными роговиковыми породами (фиг. 6).

Кристаллические известняки обычно почти совершенно чисты, разнообразнозернисты с преобладанием крупнозернистых разновидностей. Контуры зерен кальцита часто зазубрены, но в отдельных разновидностях наблюдаются и простые прямолинейные ограничения кальцитовых индивидуумов.

Иногда присутствует кварц — то в виде неправильной формы зерен, напоминающих кластические образования, и в этих случаях волнисто-угасающий, то как явное новообразование в виде пятен и выполнения прожилков. Очень часто наблюдаются точечные скопления и пыль графита.

тового вещества, а также рассеянные вкрапления железных руд. Встречаются крупные ветвящиеся, разнообразной ориентировки, трещины, выполненные крупнозернистым кальцитом. Изредка присутствуют удлиненные пластинки бесцветной слюды. В некоторых случаях встречены мелкие линзовидные участки, состоящие из мелкораздробленного кальцита — признак динамических воздействий, испытанных породами.

Сланцы, играющие значительную роль в составе этой свиты, характеризуются большим разнообразием как минералогического состава, так и структурных особенностей. Среди них имеется немного представителей, которые могут быть отнесены к породам гнейсового ряда, но типичных гнейсов, отвечающих по составу гранитам, не обнаружено. Значительная часть пород относится к гранатовым сланцам, довольно много представителей разнообразных роговиков; встречаются амфиболовые сланцы, биотит-роговообманковые, альбит-хлорит-эпидотовые, пироксен-роговообманково-слюдяные и другие.

Гнейсы, встреченные в составе этой толщи, являются исключительно плагиоклазовыми. Они представляют полнокристаллические породы с гнейсовой структурой. Нередко наблюдаются пойкилитовые прорастания главнейших породообразующих минералов, достигающие иногда такого развития, что получают ситовидные структуры. Главнейшие породообразующие минералы гнейсов представлены кислым плагиоклазом, ряда олигоклаз—андезина (N несколько $> N$ к. б., погасание $\perp M=5^\circ$; шлиф 94), биотитом мелкопластинчатым, свежим, плеохроирующим в коричневых тонах, кварцем; из второстепенных минералов постоянно присутствует апатит. По количественному соотношению минералов данные породы не соответствуют гранитам, отличаясь от последних значительно большим содержанием цветной составляющей и соответственно меньшим содержанием полевых шпатов. Распространенность пород гнейсового типа очень невелика.

Наиболее распространены, как уже отмечалось, гранатовые сланцы. Эти породы с ясно выраженной сланцеватой текстурой окрашены в темноватые и зеленовато-серые, иногда с розовым оттенком, тона. Кроме граната с ясными идиоморфными очертаниями, играющего количественно разнообразную роль и представленного альмандином ($N = 1.79 \pm 0.001$), в состав этих пород входят разнообразные другие минералы, как-то: зеленоватый пироксен с константами $cNg = 44-45^\circ$ и $Ng - Np = 0.019$ (шлифы 136, 144, 93, 104, 141), зеленая роговая обманка, относящаяся к ряду обыкновенных, биотит в форме то удлиненных пластинок или таблич, то округлоплачатых образований, мелкие таблички мусковита, различные плагиоклазы от альбита до андезина, кварц, титанит в виде яйцевидных зерен, апатит, иногда кальцит и в единичных случаях (шлиф 93) антофиллит. Последний встречается в виде редких бесцветных табличек и имеет $Ng = 1.666 \pm 0.002$, $Np = 1.650 \pm 0.003$; $Ng - Np = 0.016$. По Винчеллу приведенные константы для антофиллита отвечают содержанию в нем $MgSiO_3-60\%$ и $FeSiO_3-40\%$. Количественное содержание этих минералов сильно варьирует. В некоторых породах большинство из них играет роль породообразующих, в других — содержание некоторых из перечисленных минералов снижается до значения несущественных примесей.

В отдельных шлифах встречены скопления рудной пыли и отдельные мелкие зерна эпидота.

В структурном отношении намечается явное преобладание роговикового паналлотриоморфнозернистого типа, встречаются также ячеистые структуры прорастания. В последнем случае какой-либо один из цветных минералов, — обычно биотит или роговая обманка, — образует крупные неделимые, которые густо пронизаны включениями округлых или оваль-

ных зерен светлых минералов, плагиоклаза и кварца, так что под микроскопом создается картина неправильно-ячеистого сита. Иногда наблюдается интенсивное развальцевание гранатовых сланцев, обусловившее образование целого ряда микроскопически линзовидных участков, вытянутых параллельно друг другу (шлиф 104). Внутренние части этих линзочек сформированы мелкобластическим кварцем, иногда «очками» недвойникового альбита и, наконец, скоплениями мелких зерен граната. Периферия линзочек составлена темными полосовидными скоплениями рудной пыли и слюдки в виде мельчайших чешуй.

В подчиненном количестве в средней свите встречены амфиболовые сланцы, в которых главными породообразующими минералами являются зеленая обыкновенная роговая обманка и кварц. В подчиненном количестве присутствуют эпидот и альбит (шлиф 87). Структура лепидобластическая.

Далее необходимо отметить роговообманково-эпидотовые сланцы, состоящие из чередования тонких полос чистого кварца с более широкими полосами, составленными преимущественно обыкновенной зеленой роговой обманкой и эпидотом в бластическом сочетании (шлиф 80).

Довольно распространены также мелкозернистые тонкосланцеватые породы роговикового облика с основной массой, сложенной в общем очень мелкозернистым кварцево-альбитовым агрегатом, на фоне которой выступают отдельные точки кварца, альбита, эпидота и щелочного полевого шпата (микроклин). В составе основной массы значительную роль играют также мелкочешуйчатые хлорит и серицит (шлифы 149, 154, 429).

Встречаются также гнейсовидные породы с ясно выраженной сланцеватой текстурой состава: биотит, мусковит, зеленая роговая обманка, бесцветный моноклинный пироксен ($cNg = 45^\circ$; $Ng - Np = 0.019$), кварц и андезин (погасание $\perp M = 22^\circ$). Отмечены кварц-альбит-хлорит-эпидотовые мелкозернистые сланцы, со структурами, близкими к лепидобластическому типу.

Все перечисленные сланцы, вследствие обильного содержания темноцветных минералов, имеют темную зеленовато-серую окраску и в поле почти не отличимы друг от друга. Имеющийся в нашем распоряжении материал позволяет говорить о том, что при очень детальной работе в этой группе темных кристаллических сланцев будут безусловно еще выделены десятки новых разновидностей, тем более, что на структуру и, вероятно, отчасти на состав этих пород оказывают большое и чисто местное влияние многочисленные дайки кислых, основных и ультраосновных пород (см. ниже) послеархейского возраста. В связи с этим вряд ли выделенные выше по чисто петрографическим признакам сланцы, взятые порознь, могут иметь сколько-нибудь широкое стратиграфическое значение.

В этих сланцах, часто чередующихся с кристаллическими известняками, мы имеем несомненные пара-образования, в первоначальном своем виде, вероятно, представлявшие породы типа мергелей и глинистых песчаников.

Верхняя кварцито-известняковая свита (A_3)

Породы, слагающие верхнюю свиту, чрезвычайно однообразны и в главной своей массе представлены кристаллическими известняками, которым подчинены кварциты. Известняки и кварциты развиты исключительно в прибрежной полосе, располагающейся между Кунтинской долиной и береговой линией озера. Ими заняты обширные площади в окрестностях пади Крестовой, улусов Озерского, Булака, Хальского. Эти же породы слагают широкую полосу по левобережью р. Анги, близ ее устья. Полоса

известняков, по наблюдениям Л. Г. Котельникова (9), выходит здесь непосредственно к Байкалу, на отрезке береговой линии почти от устья р. Анги до улуса Беркин. Кроме того, ряд сравнительно менее крупных полосовидных участков кристаллических известняков располагается в окрестностях улуса Хужергуйского (водораздел между р. М. Бугульдейкой и Байкалом). Повидимому, к верхнему же отделу должны быть отнесены мощные выходы кристаллических известняков, пересекающие долину Б. Бугульдейки почти у самого ее устья.

Карбонатные породы этой свиты имеют обычно снежно-белую, иногда голубоватую, реже грязно-серую окраску. В силу того, что в подавляющем большинстве случаев известняки имеют массивный характер, очень трудно говорить об их стратиграфическом расчленении. Возможно, что серые, богатые графитом и ясносланцеватые разности в будущем смогут служить до известной степени опорными горизонтами для расчленения этой толщи.

Крупность зерна при явном преобладании грубозернистых разностей очень изменчива, даже в пределах отдельных обнажений.

Микроскопически кристаллические известняки то равномерно-, то неравномернозернисты, причем обычно зерна карбоната имеют неправильно зазубренные контуры.

В ряде случаев минералогический состав известняков ограничивается одним карбонатом, иногда с примесью мелкочешуйчатого графита; вблизи же контактов с массивными или жильными породами, а иногда и вне их, появляются новообразования, играющие обычно роль несущественных примесей. Это прежде всего макроскопически бледнозеленая слюдка, в шлифе бесцветная, представленная редкими изолированными пластинками, располагающимися в породе без всякой закономерности (шлифы 21, 25). Встречаются также (обр. 32, 33) округлые и неправильной формы бесцветные зерна оливина со следующими константами:

$$Ng = 1.694 \pm 0.003; Np = 1.660 \pm 0.003; Ng - Np = 0.034.$$

Измерения на столике Федорова дали $2V = +88^\circ$.

По диаграмме Винчелла эти данные отвечают составу Mg_2SiO_4 —88%, Fe_2SiO_4 —12%, т. е. мы имеем дело с форстеритом. Обычно в кристаллических известняках, содержащих форстерит, присутствует также бесцветная роговая обманка в виде мелких кристалликов с отчетливой спайностью под $\angle 57^\circ$. Она характеризуется следующими константами: $cNg = 13^\circ$; $2V = 80^\circ$; $Ng - Np = 0.027$.

По всем этим данным она должна быть отнесена к тремолиту.

Тремолит также найден и в известняках, не содержащих оливина.

В некоторых разностях отмечено присутствие пироксена. Он имеет короткопризматический габитус и распределен в породе неравномерно, в виде изолированных друг от друга кристаллов. Макроскопически отдельные зерна пироксена в породе не различаются, но в тех редких случаях, когда содержание его большое, о его присутствии можно догадываться по характерному зеленовато-серому оттенку пород. В шлифе пироксен слабо зеленоват; образует округлые зернышки и удлиненные по призме пластинки; характеризуется положительным оптическим характером. Его константы: $cNg = 42^\circ$; $Ng - Np = 0.028$.

Во многих образцах отмечается мелкочешуйчатый рассеянный графит, а также рудная пыль, иногда определяющаяся как гематит, просвечивающая в прозрачных шлифах красноватым светом.

Некоторым разностям известняков свойственно частичное вторичное окварцевание, выражающееся в появлении мелких участков неправильной формы или тонких прожилков, выполненных мелкозернистым агрегатом этого минерала. Но в ряде случаев мы имеем несомненно первичный кластический кварц, и содержание его в некоторых случаях столь значительно

(обр. 186), что можно говорить о выделении промежуточных пород, близких к кварцитам. Во всех без исключения случаях кластический кварц, вследствие значительной перекристаллизации, приобретает бластические формы и, в сочетании с кальцитом, дает породы кварц-кальцитового состава. Эти сланцы тонкополосчаты благодаря частому чередованию полос существенно кварцевых и существенно кальцитовых.

Толще мощных известняков верхней свиты архея подчинены горизонты светлых кварцитов, сосредоточенные, по видимому, в нижней части этой свиты. Породы эти почти совершенно чисты от примесей, изредка в них наблюдаются (микроскопически) редкие и мелкие пластинки бесцветной слюды. Кварциты несут явные черты интенсивной перекристаллизации, часто давая структуры торцового типа.

Как в нижних свитах архея, так и в породах верхней свиты ярко выражены следы интенсивного механического воздействия. Они отчетливо проявляются в сланцеватости многих разновидностей кристаллических известняков, волнистом угасании зерен, в изогнутости, сопровождаемом нередко микроразрывами отдельных индивидуумов (что особенно хорошо наблюдается на полисинтетически sdвойникованных зернах карбоната) и, наконец, в частичном раздроблении пород.

Подводя некоторые итоги изложенной выше части работы, посвященной стратиграфии архея, мы можем отметить, что, несмотря на некоторую условность границ между отдельными свитами, специфический облик каждой из них выявляется все же достаточно отчетливо. Нижняя свита характеризуется развитием кварцитовых пород, чередующихся в верхней части со слюдяно-гранатовыми сланцами. Типичны породы среднего отдела, представленные частым чередованием кристаллических известняков с темными кристаллическими сланцами, преимущественно гранатовыми и роговиковыми. Не менее ярок облик верхней свиты с ее мощными кристаллическими известняками с диопсидом, форстеритом, тремолитом, бесцветными слюдами и другими подчиненными этим известнякам горизонтами светлых чистых кварцитов и кварцево-кальцитовых сланцев.

Предполагаемая стратиграфическая схема, конечно, условна, страдает значительными пробелами в силу того, что отдельные части всей толщи архейских пород иногда изолированы друг от друга крупными телами массивных кристаллических пород. В предлагаемом виде она является развитием взглядов И. Д. Черского на стратиграфию архея, поддержанных всеми последующими исследователями. Данный комплекс относится безусловно к нижнему докембрию, так как все основные представители пород этой толщи встречены в виде обломков или гальки в уже метаморфизованном виде в базальных конгломератах голоустенской свиты верхнего протерозоя (подробнее об этом ниже). Выделенная трехчленная толща не сопоставима ни в стратиграфическом, ни в петрографическом отношении с хорошо известным теперь протерозоем Олекмо-Витимской горной страны, западной окраины Байкальского нагорья и северо-западного Прибайкалья.

Нижний протерозой всех указанных местностей представлен двумя свитами, из которых верхняя, так называемая зелено-лиловая свита (12) выдержана повсеместно, а нижняя, в северо-западном Прибайкалье и по западной окраине Байкальского нагорья, представлена очень монотонными и чрезвычайно мощными разнообразными кварцитовыми сланцами и конгломератами, залегающими, по наблюдениям В. В. Домбровского (13), на р. Чае, на гнейсовом фундаменте архея. В Бугульдейско-Ангинском районе, кроме того, нет характерных для нижнего протерозоя кислых интрузий специфического химического состава, обширное развитие которых устанавливается на значительных площадях Байкальского нагорья — от верховьев р. Чары до северо-западного Прибайкалья (14). Об этом по-

дробнее мы остановимся несколько ниже. Отметим также то обстоятельство, что описанный нами нормальный разрез трех древних свит представлен полностью перекристаллизованными породами, в большей своей части безусловно осадочного происхождения, тогда как для нормального разреза протерозоя, известного во многих пунктах Байкальского нагорья, подобная полная перекристаллизация всех его стратиграфических элементов, вплоть до стадии настоящих кристаллических сланцев, нигде не наблюдается. Это обстоятельство говорит о том, что кристаллически сланцевый комплекс Приольхонья метаморфизован в условиях более глубокой зоны метаморфизма, нежели известный протерозой Байкальского нагорья. Правда, обращаясь к типу метаморфизма описанной трехчленной толщи, можно с уверенностью говорить о том, что в данном случае мы имеем дело с комплексом явлений, среди которых весьма существенное значение имеет контактовый метаморфизм. Об этом определенно говорят изменения состава пород в направлениях к контактам и на контактах с изверженными породами, рвущими эту толщу. Здесь необходимо иметь в виду, что чрезвычайно обильный и сложный комплекс массивных и жильных пород, прорывающих древнюю толщу, распадается в возрастном отношении по крайней мере на две фазы.

Относительно более молодой верхнепротерозойский интрузивный комплекс, разнообразные представители которого играют главнейшую роль в прибрежной части района, наложил на прорванные им породы, в том числе и на древнюю толщу, яркую печать контактового метаморфизма. Однако нет оснований сводить весь метаморфизм древней толщи только к контактовому влиянию относительно молодых интрузий. У нас есть безусловное основание считать, что этот позднейший контактовый метаморфизм представляет собой явление, наложенное на древнюю толщу, метаморфизованную до внедрения молодых интрузий. Об этом с несомненностью говорит наличие древней гранитной интрузии, занимающей весь отрезок Приморского хребта в пределах изученного района. Древний метаморфизм имел характер широко распространенного явления, потому что изученная нами трехчленная толща, сравнительно однородная по составу и по типу метаморфизма, развита на огромном протяжении от южного Прибайкалья (слюдянский комплекс) через Ольхонский край до п-ва Св. Нос (15) и Баргузино-Байкальского междуречья (14).

В Слюдянском районе (восточный берег Байкала), по наблюдениям И. Д. Черского, А. К. Мейстера, С. С. Смирнова, И. И. Пилипенко (12), развиты мощные кристаллические известняки: чистые, апатитовые, байкалитовые, форстеритовые, флогопитовые, скаполито-пироксеновые, кварцево-диопсидовые, известняково-тремолитовые и диопсидовые. Господствуют известняки, пироксеновые и роговообманково-пироксеновые гнейсы, прорванные многочисленными интрузиями, главным образом в виде пластовых жил, габбро, габбро-норитов, кварцевых норитов, анортозитов, диоритов, грано- и сиенито-диоритов, гранитов, пегматитов, орто- и плагио-аплитов. И. И. Пилипенко считает, что все разнообразие кристаллической свиты Слюдянского района обусловлено интрузией магм габбро-норитового типа в известняково-мергельную древнюю свиту. С. С. Смирнов (16), изучавший условия залегания древней свиты, ее вероятный первоначальный состав и процессы метаморфизма, указывает, между прочим, на широкое развитие в южной части Слюдянского района гранатовых и биотитовых гнейсов, повидимому непосредственно связанных с кристаллическими известняками верхнего отдела архея Черского. А. К. Мейстер говорит о переслаивании мощных кристаллических известняков в районе Слюдянки с менее мощными пластами различных кристаллических сланцев, главным образом типа слюдяных и кварцитовых. Он выделяет своеобразную свиту, характеризующуюся тесной перемежае-

мостью белого кристаллического известняка и сахаровидного кварцита. Многие данные в работах Черского, Вознесенского, Тульчинского, Колленко говорят о значительном развитии кристаллических сланцев, близких к слюдяным, и кристаллических известняков слюдянского же типа на участке побережья Байкала — от Култука до истока р. Ангары. Аналогичные породы описаны В. П. Масловым и М. М. Лавровым (17) по левобережью р. Ангары от ее истока до пади Сосновой (коллекции их обрабатывал Колленко).

В работе последних авторов есть интересный вывод о том, что кристаллические известняки (чистые диопсидовые кальцифиры и офикальцит) залегают стратиграфически выше гнейсов, среди которых главную роль играют биотитовые разности, переходящие в гранито-гнейсы и граниты. Отмечается присутствие гранатовых гнейсов. Свита прорвана массивом гранита, гранодиоритом, кварцево-гиперстеновым диоритом, габбро, габбро-норитом, жилами салитового диабазы и кварца.

Участок береговой полосы Байкала от истоков р. Ангары до пади М. Коты, по данным Б. А. Гаврусевича (18), сложен осадочными породами различного состава, измененными древней докембрийской кислой интрузией, превратившей их в инъекционно-магматические и метаморфические сланцы. Инъекционно-магматические породы представлены биотитовыми очковыми гнейсами, роговообманково-пироксеновыми гнейсами, гнейсами лептитового типа, гранат-биотитовыми, пироксено-плагиоклазовыми и пироксено-роговообманковыми мигматитами. В редких случаях отмечается наличие хлоритовых и кордиеритовых сланцев. Присутствуют кристаллические известняки с форстеритом, змеевиком, хондродитом, слюдами, пироксеном и др.

В Приольхонском крае и на о. Ольхоне, по данным Чекановского, Черского, В. А. Обручева, Ижицкого, Артемьева и Котельникова (1, 2, 3, 4, 5, 7, 9), развита древняя толща архея, охарактеризованная выше, протягивающаяся в виде узкой полосы вдоль берега Байкала до улуса Зама и занимающая, вместе с пронизывающими ее интрузиями разного возраста, весь о. Ольхон.

Непосредственно на простирации Ольхонского комплекса архея предполагается совершенно аналогичная серия пород, слагающая, по данным Черского и Эсколя (2, 15), п-ов Св. Нос и уходящая далее в глубь Забайкалья. Таким образом, чрезвычайно широкое развитие древней свиты не возбуждает никаких сомнений, причем характер и интенсивность ее метаморфизма на всем огромном протяжении однозначны.

Этот существенный вывод дает основание отделять древнюю свиту от протерозоя, также развитого регионально, характеризующегося выдержанным, специфическим нормальным разрезом на огромном протяжении и своеобразно метаморфизованным (метаморфизм типа эпизоны). У нас есть достаточно оснований считать ольхонскую свиту за докембрий в связи с трансгрессивным залеганием на ней голоустенской свиты верхнего протерозоя в Бугульдейско-Ангинском районе.

Более того, мы можем говорить, что эта древняя кварцито-известняково-сланцевая свита представляет собой не только докембрий вообще, а именно его нижнюю часть — архей, занимающий более низкое положение в нормальном разрезе Прибайкалья, нежели относительно более слабо метаморфизованный протерозой, регионально развитый в Прибайкалье и Олекмо-Витимской горной стране.

В Бугульдейско-Ангинском районе базальные слои верхнего протерозоя залегают непосредственно на сильно денудированном складчатом фундаменте архея. Здесь, повидимому, так же как и в районе р. Голоустной, нижний протерозой, обширно развитый в северо-западном Прибайкалье (Елохин мыс, вероятно бассейн р. Тыи), вовсе выпадает из нормального разреза.

Древние граниты (γ)

Древние граниты имеют наибольшее распространение из всех массивных кристаллических пород района. Главное поле развития древних гранитов имеет вид широкой полосы, вытянутой в северо-восточном направлении. Область развития гранитов примерно совпадает с гольцовой зоной Приморского хребта. На крайнем юго-западе района граниты пропилены долиной р. Б. Бугульдейки, почти от устья р. Куртуна до низовьев р. Бугульдейки, точнее до выхода древней продольной Кунтинской долины в долину р. Бугульдейки. От устья р. Куртуна западная граница гранитного поля протягивается по левобережью р. Бугульдейки, пересекает отрезок Ольхонского тракта между сс. Косая Степь и Куреть. Далее эта граница прослеживается по левобережью р. Анги, в верхней половине ее течения — вплоть до самой вершины; лишь местами граничная линия захватывает правобережье этой реки, например от устья рч. Боро-Тала до устья р. М. Анги. От верхнего течения р. Анги граница области развития древних гранитов тянется в том же северо-восточном направлении, захватывая водораздел между рр. Ангой и Унгурой в вершине ключа Харгитуй и головной отрезок одной из вершин р. Успана. Юго-восточная граница главного поля развития древних гранитов определяется подошвой Приморского хребта, обрезаемой продольной Кунтинской долиной.

В пределах указанной площади, занимающей сотни квадратных километров, в подчиненном значении развиты кварциты и сланцы нижней свиты архея, как это мы уже отмечали выше, небольшие поля более молодых гранитов и редкие жилородоподобные тела пород основного ряда.

В прибрежной полосе среди преобладающего развития пород верхних двух свит архея и сложного, более молодого интрузивного комплекса встречаются отдельные пятна — площади развития древних гранитов, которые при всей прихотливости их контуров в общем ясно вытянуты в северо-восточном направлении. Здесь необходимо указать крупное пятно древних гранитов, протягивающихся в средней части прибрежной полосы от параллели улуса Боро-Елга до улуса Кисинского.

Макроскопически древние граниты представляют собой обычно крупнозернистые и среднезернистые породы, причем равномерная зернистость выдерживается на значительных протяжениях. Мелкозернистые граниты не наблюдались. Доминирующей окраской являются серовато-красные тона, местами кирпично-красные, обусловленные соответствующим цветом щелочного полевого шпата. Незначительное развитие имеют разности темных и светлосерых цветов. Благодаря преобладанию относительно крупнозернистых разностей все породообразующие минералы отчетливо видны простым глазом.

При макроскопическом изучении пород отчетливо выделяются кварцевые зерна, резко отличающиеся от матово-шероховатых кристаллов полевого шпата своей серовато-фиолетовой окраской и стекляннм блеском. Резко выделяются черные и зеленоватые короткие пластинки слюд, беспорядочно и сравнительно не густо рассеянные в породе. В огромном большинстве образцов даже невооруженным глазом замечается различной интенсивности катаклаз, нарушающий целостность первичной структуры породы. Во многих случаях помимо катаклаза наблюдается развальцевание гранитов, приводящее к образованию сланцеватых текстур и давшее основание ряду предыдущих исследователей говорить о широком развитии в районе гнейсов и, в том числе, очковых гнейсов. Однако, прослеживая полосы развальцованных пород по простиранию, можно видеть совершенно постепенный и незаметный переход этих «гнейсов» в нормальные массивные граниты. Это явление с большой убедительностью показано Л. Г. Котельниковым (9) для аналогичных пород Сарминского участка

Приольхонья. Кроме того, сравнительное изучение минералогического состава и структурных особенностей массивных и сланцеватых разностей показывает, что в виде «гнейсов» мы имеем те же граниты, приобретшие специфический текстурный гнейсоподобный облик отнюдь не в силу перекристаллизации под односторонним давлением, а главным образом благодаря механическим воздействиям. Широко развитых структур бластического типа, за некоторыми очень немногочисленными исключениями, мы здесь не наблюдаем. Термин «гнейсы» по отношению к сланцеватым разностям гранита является не только неправильным в данном случае, но и по самому своему смыслу неверным.

Развальцевание и раздробление гранитов в некоторых участках массива, особенно по краям его, привело к образованию сланцеватых мелкозернистых милонитов темносерой окраски, производящих иногда, макроскопически, впечатление метаморфических сланцев филлитового типа.

Многочисленные трещины отдельности, рассекающие гранитные выходы, не обнаруживают никаких видимых закономерностей в своем пространственном распределении. Сложная сеть трещин, наблюдаемая в древних гранитах, говорит о богатой тектоническими событиями жизни древнего гранитного массива.

Структуры древних гранитов, в общем довольно однообразные, представлены главным образом гипидиоморфнозернистым типом. Лишь в некоторых крупнозернистых разностях можно подметить черты порфировидной структуры, обусловленной относительно большими размерами зерен калишпата, которые именно в силу своей величины отчетливо выделяются на более мелкозернистом фоне остальных минералов породы. Обильное прорастание калишпата кварцем и плагиоклазом в некоторых случаях приводит к появлению пойкилитовых структурных разновидностей. В некоторых образцах, взятых из различных участков поля развития древних гранитов, наблюдаются признаки гнейсофикации гранитов, проявляющейся в наличии элементов бластических гнейсовидных структур, связанных частично с перекристаллизацией и пространственным перераспределением исходного материала. Однако широкого регионального развития гнейсовидные структуры, повидимому, не имеют. На всей очень обширной площади развития древних гранитов их минералогический состав удивительно выдержан и однообразен. Наблюдаются лишь некоторые вариации в отношении состава и роли плагиоклазовой составляющей.

Главнейшими породообразующими минералами являются калиевые полевые шпаты и кварц. Плагиоклазы в качестве индивидуализированных минералов присутствуют либо в незначительном количестве, либо отсутствуют совершенно; главным образом они формируют вроски в калишпатовых индивидуумах. Цветные минералы, играющие вообще незначительную роль, представлены чаще всего биотитом, реже мусковитом, иногда тем и другим вместе. Характерной особенностью пород, отчетливо выявляющейся при просмотре большого количества шлифов из различных мест громадного поля древних гранитов, является полное отсутствие таких распространенных аксессуарных минералов, как титанит, апатит и циркон. Из второстепенных минералов обнаруживаются лишь мелкие выделения рудных окислов, главным образом в виде магнетита и, в редких случаях, ильменита.

Калиевый полевой шпат представлен преимущественно решетчатым микроклином; реже, совместно с ним или независимо, наблюдается ортоклаз. Кристаллы калишпата всегда изобилуют вросками пертита, которые дают все переходы от крупных форм прорастания, когда они видны даже простым глазом, до криптопертита. Калишпат имеет характер крупных, иногда порфировидных зерен микроскопически неправильной табли-

цеобразной формы; обычно свеж и прозрачен. Во всех случаях точного измерения угол оптических осей всюду был равен 84° .

С крупными зернами калишпата иногда связаны включения мелких таблицеобразных кристаллов плагиоклаза, обычно кислого состава. По характеру взаимоотношения с калишпатом плагиоклаз является более ранним выделением. Включения его распределены сравнительно редко и без какой бы то ни было определенной ориентации. Местами на границе калишпата и плагиоклазовых неделимых образуется мирмецит в виде бородавчатых образований, вдающихся в глубь зерен калишпата и характеризующийся наличием тонких червеобразных вrostков кварца, образующих веерообразную или сложно-ветвящуюся систему. Наблюдаются также и кварцевые включения в калишпате. Кварц в таких случаях в разрезе шлифа дает неправильно округлые зерна разной величины, оптически разнообразно ориентированные. Но в целом ряде образцов мы наблюдаем и закономерные прорастания калишпата кварцем типа гранофира. Вообще следует указать, что для древних гранитов Бугульдейско-Ангинского района присутствие значительных количеств гранофира представляет довольно характерное явление. В некоторых разновидностях содержание гранофира столь значительно (до 50%), что эти разновидности с полным правом могут именоваться гранофировыми гранитами.

Как мы уже упоминали, плагиоклаз не характерен для древних гранитов; он или вообще отсутствует в них или имеется в незначительном количестве, образуя не крупные таблицеобразные, иногда удлиненные зерна, редко рассеянные в массе породы. Обычно свеж, но иногда пелитизирован и серицитизирован. Плагиоклаз всюду полисинтетически sdвойникован, причем наиболее распространенным законом двойникования является альбитовый. Состав плагиоклаза варьирует от альбита до олигоклаза (табл. 1).

ТАБЛИЦА 1

Состав плагиоклаза древних гранитов

№ шлифов	Светопреломление	Погасание $\perp M$	Проекция двойниковой оси			2V	Процентное содержание аноргита	Закон двойникования	Примечание
			Ng	Np	Nm				
54	$Ng' = N$ к. б.	} -14°	73°	86°	18°	+80°	5	Карлсбадский	
294	$Np' < N$ к. б.								
309	$N \leq N$ к. б.	-6°	9°	87°	81°	+84°	14	Альбитовый	
310	» » » »	-14°	—	—	—	—	—	То же	
332	$N = N$ к. б.	—	85°	80°	12°	-88°	20	Манебахский	
195	» . . » » »	0°	—	—	—	—	20	Альбитовый	Включения в микроклине
	$N \leq N$ к. б.	0°	—	—	—	—	20	—	

Во многих случаях, когда плагиоклаз является альбитом, можно установить его вторичную природу — именно: он совместно с кварцем залечивает крупные трещины в калишпатах. Иногда индивидуализированные зерна альбита содержат многочисленные чешуйки цоизита и серицита.

что указывает на процесс доанортизации первичного плагиоклаза. В единичных случаях альбит наблюдается в виде оторочек по калишпатам.

Свободный кварц содержится во всех образцах в больших количествах. Он, как правило, представляет последнюю фазу выделения и вследствие этого является как бы цементирующим веществом в породе. Кварц чистый, не содержит никаких включений; имеет характерное волнистое угасание; иногда наблюдается сильная трещиноватость. Отсутствие волнистого угасания в кварце встречается исключительно редко.

Небогатая как в количественном, так и в видовом отношении цветная составляющая представлена главным образом биотитом. Менее распространен мусковит. Биотит слагает мелкие неправильной формы таблочки с рваными краями, иногда удлинённые пластинки. Он распределен неравномерно в породе, причем его выделения то рассеяны, то группируются кучками, в которых отдельные чешуйки ориентированы случайно. Обычно биотит свежий и характеризуется в таких случаях резким плеохроизмом в темнокоричневых тонах, иногда до полной абсорбции по Ng, и высокой ирризирующей интерференционной окраской. В случае вторичных изменений (хлоритизация), что наблюдается сравнительно редко, плеохроизм ослабевает, интерференционная окраска сменяется на зеленоватую.

Обычно совместно с биотитом наблюдаются и те незначительные выделения рудных минералов, о которых мы уже упоминали. Рудные выделения, будучи в большей своей части первичными, частью несомненно образовались по биотиту, причем в этом последнем случае наблюдается еще то любопытное явление, что в биотите на ряду с рудным веществом появляются мелкие кварцевые выделения, а сам биотит осветляется, приобретая частично характерные черты мусковита. Это явление довольно распространено в древних гранитах. В тех случаях, когда в граните биотит наблюдается совместно с мусковитом, они нередко находятся в срастании друг с другом. Мусковит, так же как и биотит, представлен мелкими неправильными таблочками и пластинками, прозрачными и бесцветными в шлифе. Распределение его в породе случайное.

В одном из образцов (шлиф 337) встречено единственное зерно ортита; в некоторых разностях наблюдалось присутствие фиолетового флюорита, выполнявшего мелкие трещины в граните. Обычно в таких случаях флюорит замечен даже простым глазом.

Мы уже говорили о том, что нет ни одного образца древних гранитов, где бы не наблюдалось волнистое угасание у кварца. Необходимо подчеркнуть, что проявление динамических воздействий на гранитный массив сказалось не только в этом, но и в целом ряде других фактов. Сюда прежде всего относятся деформации полевых шпатов, фиксируемые изгибом двойниковых пластинок, иногда микроразрывами и перемещениями, а также частой трещиноватостью породообразующих минералов. Часть наиболее широких трещин залечена, причем залечивающим материалом чаще всего являются кварц и альбит. Реже в выполнении трещин значительную роль играет чешуйчатый биотит или агрегат серицита и кварца. Во многих случаях механические деформации породы не исчерпываются волнистым угасанием и трещиноватостью минералов. Появляются ясные признаки дробления породы: оторочки из мелкораздробленного материала вокруг полевых шпатов и выклинивающиеся линзовидные зоны дробления, внедряющиеся глубоко в пределы полевошпатовых неделимых и иногда захватывающие область развития многих зерен. В этих зонах дробления появляются новообразования — эпидот, серицит, хлорит. Можно проследить различные стадии дробления породы, вплоть до появления совершенно бесструктурных мелкозернистых милонитов, содержащих лишь изредка мелкие реликты уцелевших от раздробления главнейших породообразующих минералов древних гранитов. Текстура милонитовых пород

обычно ясносланцеватая, и в поле некоторые из них могут быть отождествлены с породами филлитового типа. Если в отношении явлений катаклаза и частичного раздробления древних гранитов можно сказать, что они развиты повсеместно в пределах поля развития гранитов, то для чисто милонитовых пород необходимо отметить совершенно определенную локализацию. Именно — милониты, образованные за счет древних гранитов, развиты в виде прерывистой полосы вдоль северо-западной границы гранитного поля; они встречаются также на юго-восточной его окраине, но здесь распространены несколько менее широко.

Наблюдаются также признаки развальцовывания гранитов, часто связанные с теми участками массива, которые располагаются в непосредственном соседстве с милонитовыми зонами. Они проявляются прежде всего в своеобразной текстуре, отчетливо видимой даже макроскопически. Эту текстуру можно было бы лучше всего охарактеризовать как текстуру веретенообразного типа: овально вытянутые, с острыми удлинненными хвостами, линзовидные в разрезе участки (веретена) интенсивно катаклазированной породы включены в сланцеватую или плотную зелено-серую массу, производящую впечатление пластичного вещества, как бы обтекающего «веретена».

Переходим к рассмотрению химического состава древних гранитов.

В табл. 2 приводится химический состав образцов, взятых из весьма удаленных друг от друга пунктов.

ТАБЛИЦА 2
Химический состав гранитов

О к с л ы	Обр. 310 (у устья ключа Боро-Тала, левый приток р. Анги)		Обр. 353 (голец в вершине р. Анги)		Обр. 52 (изолированное пятно древнего гранита к югу от улуса Таловского)	
	Вес. %	Мол. число	Вес. %	Мол. число	Вес. %	Мол. число
SiO ₂	76.57	1.276	77.10	1.285	74.44	1.240
TiO ₂	0.17	0.003	0.20	0.003	0.11	0.001
Al ₂ O ₃	12.33	0.121	11.79	0.116	13.28	0.130
Fe ₂ O ₃	1.14	0.007	0.74	0.004	0.98	0.006
FeO	0.44	0.007	0.86	0.012	0.44	0.006
MnO	следы	—	0.04	—	0.04	—
MgO	0.09	0.003	0.14	0.003	0.36	0.010
CaO	0.17	0.004	0.28	0.005	0.84	0.014
BaO	—	—	нет	—	0.12	0.001
Na ₂ O	2.94	0.047	3.93	0.063	3.18	0.052
K ₂ O	5.70	0.061	4.57	0.049	6.20	0.066
H ₂ O при 110°	0.08	—	0.10	—	0.10	—
Потери при прокаливании	0.27	—	0.18	—	0.15	—
Σ	99.90		99.93		100.24	
	Аналитик Сокова		Аналитик Адиньян		Аналитик Молева	

Магматические формулы по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу:

Обр. 310— $0.95\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 9.9SiO_2$; $R_2O:RO = 7.7:1$; $\alpha = 5.0$

» 353— $1.1\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 10.7SiO_2$; $R_2O:RO = 5.6:1$; $\alpha = 5.2$

» 42— $1.09\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 9.1SiO_2$; $R_2O:RO = 3.8:1$; $\alpha = 4.4$

Приведенные анализы показывают большую близость химического состава всех проанализированных образцов. Характерной чертой является высокая кислотность гранитов на ряду со значительным содержанием щелочей. Одновременно роль щелочноземельных окислов ничтожно мала. Все это находит себе выражение в магматических формулах, где мы имеем высокий коэффициент кислотности, достигающий предельной величины для гранитов ($\alpha = 5$) и большое числовое отношение $R_2O : RO$. Все образцы являются существенно калиевыми.

Некоторое расхождение в коэффициентах магматических формул обусловлено главным образом незначительными вариациями в количественном соотношении калишпатов и плагиоклазов, о которых мы упоминали выше. Они, однако, столь незначительны, что в однотипности проанализированных гранитов не возникает никаких сомнений.

Химическая близость и генетическое родство между рассматриваемыми гранитами выявляются еще более отчетливо, если обратиться к их минералогическому составу, вычисленному на основании данных анализов (табл. 3).

ТАБЛИЦА 3
Минералогический состав гранитов

Наименование минералов	Обр. 310	Обр. 52
	Процентное содержание	
Калишпат	29.95	34.42
Альбит	24.64	27.20
Анортит	1.00	2.99
Кварц	37.13	30.11
Слюды	5.70	3.65
Рудные минералы	1.58	1.57

Здесь сразу же следует отметить, что, несмотря на большой процент альбитовой молекулы, содержание индивидуализированного плагиоклаза в породах ничтожно.

Микроскопические исследования показывают, что этот индивидуализированный плагиоклаз проанализированных гранитов относится к олигоклазовому ряду. Так как по анализу содержание анортитовой молекулы незначительно, следовательно главная масса альбита входит в состав калишпата, образуя с ним твердый раствор и пертитовые взаимоотношения.

Большое содержание альбита в калишпате является характерным для всех разновидностей древних гранитов и еще более роднит их между собой.

Сравнение химического состава древних гранитов с химическим составом разнообразных представителей гранитной магмы нижнего протерозоя, взятых из различных пунктов Байкальского нагорья (11), показывает, что в Бугульдейско-Ангинском районе развит безусловно своеобразный тип магмы. Мы не будем подробно останавливаться на обосновании этого положения, которое становится очевидным даже при беглом сравнении анализов и особенно магматических формул. Отметим только, что существует определенная разница в составе приольхонских гранитов и гранитов нижнего протерозоя. Последние являются существенно плагиоклазовыми и содержат значительное количество акцессориев, тогда как граниты Приольхонья, являющиеся в сущности аляскитами, или вовсе не содержат этих минералов или очень бедны ими. Наиболее целесообразно, повидимому, сопоставлять древние граниты с аляскитовыми гранитами Алданского кристаллического массива, считающимися Д. С. Коржинским (19) типичными архейскими породами.

В Бугульдейско-Ангинском районе древние граниты очень однородны на всей площади их развития. Они однородны не только по химическому и минералогическому составу, но и внешне (макроскопически). Эта однородность, специфический минералогический состав аляскистов, отсутствие жильного комплекса и гидротермальных явлений дает право считать, что в Прибайкалье, так же как и на Алдане, длительная и глубокая денудация вскрыла абиссальные части мощного интрузивного тела.

Подходя к выяснению вопроса о возрасте древних гранитов, мы прежде всего должны отметить, что даже одно петрографическое изучение и сравнение с аналогичными породами других районов дает уже ряд веских доводов в пользу докембрийского возраста этих пород. Более того, приведенные выше сопоставления позволили определить их возраст не только как докембрийский вообще, но и как архейский. В подтверждение этого взгляда можно привести еще некоторые геологические наблюдения.

Красные древние граниты прорваны интрузиями и сложным жильным комплексом пород разнообразного состава, относительно более молодого возраста (верхний протерозой). Петрографическая характеристика этого молодого комплекса будет дана ниже, где и будет показано, что среди этих пород не имеется ни одного представителя типичного абиссального облика. Древние граниты повсеместно являются объектом прорыва более молодыми интрузивными и жильными породами.

Кроме того ряд непосредственных наблюдений в поле говорит о трансгрессивном налегании на древние породы базальных слоев голоустенской свиты верхнего протерозоя, содержащих гранитные валуны и гальку. Этот факт определяет доверхнепротерозойский возраст аляскитовых гранитов совершенно безоговорочно.

В отношении нижней возрастной границы древних гранитов прямых наблюдений нет. Предположительно аляскитовые граниты более молоды, чем описанная выше кристаллически-сланцевая свита архея. Это предположение находится в полном соответствии с наблюдениями Котельникова (9) в Сарминском участке Приольхонья, где им отмечается пластовое залегание древних гранитов среди кварцитов свиты архея. Эта черта еще более сближает аляскиты Приольхонья с аналогичными алданскими породами, образующими, по Коржинскому (19), согласные интрузии в кристаллических сланцах архея.

2. ДРЕВНИЕ ЭФФУЗИВЫ (НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ?) (?)

Древние породы эффузивного облика развиты на сравнительно незначительной площади и наблюдались по левобережью р. Бугульдейки примерно от рч. Куртун до пади Игирей (падь Архирей Черского). Древние эффузивы слагают неширокую полосу, вытянутую вдоль контакта архейских аляскитовых гранитов, с породами голоустенской свиты верхнего протерозоя.

Макроскопически древние эффузивы имеют облик мелкозернистых, иногда почти плотных, зеленых сланцев. В поле их очень легко отождествить со сланцеватыми милонитами архейских гранитов, развитыми, как мы уже это отмечали, вдоль контакта архея и верхнего протерозоя.

Встречаются разности со слабо выраженной сланцеватой текстурой или даже вовсе без нее. Микроскопически древние эффузивы представлены тонкосланцеватыми породами. На фоне этой сланцеватости, однако, иногда выделяются довольно правильные таблицеобразные или удлиненные участки, занятые пелитовым веществом или агрегатом соссюрита, в которых можно видеть сохранившиеся реликты первоначальной порфировидной структуры (шлиф 244). В некоторых образцах (шлиф 255) уцелели остатки плагиоклаза (альбит), имеющие форму порфировидных вкраплен-

ников. В общем порода подверглась чрезвычайно сильному изменению, которое, надо полагать, шло параллельно структурному перерождению под влиянием динамических воздействий. Обращаясь к минералогическому составу, мы прежде всего можем здесь констатировать большое количество уралитовой роговой обманки, эпидота ($Ng - Np = 0.040$) и хлорита. В некоторых образцах присутствуют альбит, кварц и бесцветная слюда, причем там, где много кварца и слюды, альбит почти отсутствует.

Можно представить, что в процессе перерождения породы, в первичном своем виде отвечавшей диабазовому порфириду, цветные минералы преобразовались главным образом в уралитовую роговую обманку и хлорит, а известково-натровые плагиоклазы, которые, судя по химическому составу пород (табл. 4), должны были быть довольно основными, сначала дали минералы эпидотового ряда и альбит, а этот последний в дальнейшем частично преобразовался в слюду и кварц. На различных образцах отдельные стадии этого процесса фиксируются довольно отчетливо.

Химический состав обр. 244 приводим в табл. 4.

ТАБЛИЦА 4
Химический состав древнего эффузива

О к и с л ы	Вес %	Мол. число
SiO ₂	51.60	0.860
TiO ₂	0.86	0.011
Al ₂ O ₃	14.71	0.144
Fe ₂ O ₃	3.92	0.024
FeO	6.13	0.085
MnO	0.18	0.003
MgO	6.68	0.167
CaO	10.60	0.189
BaO	0.02	—
Na ₂ O	1.84	0.030
K ₂ O	0.46	0.005
H ₂ O при 110°	0.14	—
Потери при прокаливании	2.78	—
Σ	99.92	—

Магматическая формула по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу:

$$2.9\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 5.2SiO_2; R_2O:RO = 1:12.6; \alpha = 1.76$$

Как по данным химического анализа, так особенно по магматической формуле, проанализированный представитель древних эффузивов хорошо укладывается в пределы химизма пород группы диабаза. Это прежде всего указывает, что в процессе сложных превращений, которые испытали данные эффузивы с момента своего возникновения, не произошло ни привноса, ни выноса элементов и химический облик пород остался без изменения. С другой стороны, учитывая элементы порфиридовидности в породах, на основании данных анализа можно определить их более точно, именно как диабазовые порфириды.

Переходя к выяснению вопроса о возрасте диабазовых порфиритов, прежде всего необходимо отметить, что эти породы вместе с архейскими гранитами принимают участие в надвиге на голоустенскую свиту. Контакт этой последней с рассланцованными диабазовыми порфиритами тектонический. Взаимоотношения древних эффузивов с архейскими грани-

тами замаскированы благодаря интенсивным динамическим процессам в зоне надвига архея на голоустенскую свиту. Эффузивный характер диабазовых порфиров, вероятно более молодой их возраст по отношению к аляскитовым гранитам, положение в нормальном разрезе района между архейскими гранитами и верхним протерозоем, — все это вместе взятое позволяет рассматривать древние эффузивы как вероятный остаток покрова основных излияний на денудированной поверхности архея, перекрытой впоследствии отложениями трансгрессировавшего верхнепротерозойского моря. Другими словами, есть известные основания относить рассланцованные и измененные породы типа диабазовых порфиров к нижнему протерозою. Аналогов этих пород в прибрежной полосе — области развития молодых интрузий и жильных пород — не наблюдается.

3. ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ (M_3)

В Бугульдейско-Ангинском районе имеют значительное развитие отложения верхнего протерозоя, представленного тремя мощными свитами: нижней, состоящей преимущественно из чередования кварцитов, аркозов, филлитов, доломитов и известняков с подчиненными кислыми эффузивами (голоустенская свита M_3^1), средней — главным образом известняковой, с водорослями типа *Collenia baicalica* (улунтуйская свита M_3^2), и верхней, состоящей из чередования филлитов и песчанистых сланцев (качергатская свита M_3^3). Это те самые три свиты верхнего протерозоя, которые были выделены М. М. Тетяевым (20) южнее, в бассейне р. Голоустной, и отнесены им к нижнему кембрию. Региональное распространение трех перечисленных свит доказано для всей области Прибайкалья благодаря работам в районе Елохина мыса (11).

Переходим к характеристике отдельных свит.

Голоустенская свита (M_3^1)

Породы голоустенской свиты слагают длинную полосу, проходящую через весь район в северо-восточном направлении, вдоль северо-западной окраины архейского кристаллического массива. Эта полоса, достигающая на юге нескольких километров ширины, прослеживается от низовьев р. Кургуна вверх по долине р. Б. Бугульдейки, переходит на левобережье этой реки, примерно близ утеса Цаган-Турук, скрывается близ Ольхонского тракта под древнечетвертичные отложения и вновь появляется на правом берегу р. Анги у улуса Умбура. Затем полоса развития голоустенских пород, местами значительно сужаясь, прослеживается вверх по правобережью р. Анги. Несколько выше устья р. Средней Анги полбсовидная площадь развития голоустенских пород расширяется, захватывает частично левобережье р. Анги в районе излучины ее головного отрезка, далее, сильно расширившись, занимает водораздел между вершинами рр. Анги и Унгуры и уходит за пределы района, пересекая верхний отрезок течения р. Успан.

Породы, слагающие голоустенскую свиту, характеризуются довольно разнообразным петрографическим обликом. В этой свите многократно чередуются разнообразные кварциты, доломиты, известняки, сланцеватые слюдястые кварциты, известковистые кварциты и переходные породы между этими главнейшими типами. Общим свойством всех этих осадочных пород является довольно сильная метаморфизация и явления, связанные с механическими воздействиями, как-то: некоторый катаклаз, сланцеватость, частичное раздробление, кливаж, течения. Кроме того для этой свиты, так же как и для вышележащих свит верхнего протерозоя, но в большей степени, характерно присутствие мелких линз, быстро выклиниваю-

щихся прожилков, сложенных молочно-белым кварцем. В зальбандах этих линз и прожилков нередко отмечаются трещинки, выполненные водными окислами железа и медной зеленью.

Породы типа кварцитов макроскопически представлены главным образом среднезернистыми, редко крупно- и мелкозернистыми разностями. Окраска их обычно светлосерая, реже белая, светлорозовая или темно-серая. Абсолютное большинство пород обладает ясно выраженной сланцеватой текстурой, реже встречаются плитчатые и массивные разности.

Совершенно чистые кварциты встречаются сравнительно редко. Под микроскопом они обычно характеризуются бластической структурой, реже переходной от нее к кластической. В ряде случаев наблюдаются как бы два поколения кварца: крупные зазубренные, ориентированные в одном направлении выделения и мелкосланцеватая цементирующая масса. Иногда центральные части крупных бластов загрязнены тонким пелитом, тогда как краевые области их совершенно чисты и прозрачны — признак первичного кластического характера зерен. Для всех образцов характерно резкое волнистое угасание кварцевых выделений, сопровождаемое нередко мелкой трещиноватостью. В отдельных разновидностях влияние давления сказалось так сильно, что наблюдаются явления истечения кварца. Очень часто во вторично кварцевом цементе появляются слюды (серицит). При значительном содержании их кварцит становится преимущественно слюдистым. Обычно слюды представлены мелкими чешуйками и образуют вместе с цементным кварцем оторочки вокруг крупных бластических выделений. В ряде случаев, однако, слюда встречается в более крупных пластинках и тогда располагается параллельно сланцеватости. Иногда в цементе наблюдается хлорит в форме мелких зеленоватых чешуек и волоконце и эпидот в виде некрупных зерен, спорадически разбросанных в массе породы. Первичный кластический материал некоторых разностей кварцитов, помимо кварца, представлен редкими угловатыми и округлыми обломками зеленовато-голубого турмалина. Общим для всех кварцитов является присутствие мелкораспыленных железорудных минералов.

На ряду с кварцитами значительную роль играют породы, в которых в варьирующем количестве представлены кластические зерна полевых шпатов. Часто количественное содержание последних бывает столь значительно, что некоторые породы с полным правом могут именоваться кварцитовидными аркозами.

По составу полевые шпаты относятся главным образом к микроклину, реже к альбиту. Обычно они имеют округлую или угловато окатанную форму. Микроклин решетчатый, альбит характеризуется тонкой полисинтетической двойниковой штриховкой. Почти всегда полевые шпаты заметно пелитизированы. Структуры аркозов близки к структурам чистых кварцитов.

Ряд разностей кварцита содержит кальцит, участвующий чаще всего в составе цемента, но иногда играющий роль и кластического материала. В этом последнем случае зерна кальцита довольно крупные с угловатыми и округлыми очертаниями. В отдельных образцах на ряду с кластическим кальцитом присутствуют обломки кварцитовых сланцев того же происхождения с резко выраженным бластическим типом структур. Существуют разности кварцитов и кварцитовидных аркозов, переходных к песчаникам. Структуры этих пород уже явно кластические, хотя перекристаллизация цемента отчетлива.

Большую роль в составе голоуспенской свиты играют филлиты и филлитовидные сланцы. Все они характеризуются темными цветами окраски, темных, зеленовато-серых и лиловато-серых тонов; реже встречаются раз-

ности красновато-бурого цвета. Всем разностям присуща сланцеватая текстура.

Микроскопически эти породы отчетливо сланцеваты. В их составе существенное значение имеют минералы группы слюд и хлорита, представленные обычно мелкочешуйчатыми (слюды) или волокнистыми (хлорит) образованиями. Эти минералы часто группируются в неправильные пятна, полосы и ленты, которые как бы обтекают мелкие выделения кварца и альбита. Благодаря большому количеству волокон слабо поляризующего хлорита, а также несомненному присутствию пелитового вещества, породы эти обычно в массе своей слабо действуют на поляризованный свет.

В ряде образцов наблюдаются карбонаты. Иногда содержание их увеличивается столь значительно, что филлит становится известковистым. Таким же образом через постепенное увеличение содержания мелкого псаммитового материала, преимущественно кварца, осуществляется переход сначала к песчанистым филлитам, а затем и к песчаникам.

Филлиты, слагающие самые низы голоустенской свиты, оригинальны в том отношении, что они служат как бы цементом для валунно-галечного материала, очень хорошо окатанного и распределенного в массе породы довольно неравномерно. Горизонт филлитов является своеобразной модификацией базальных конгломератов, в которых главную роль играет цемент, превращенный в филлит, а роль грубого обломочного материала второстепенна. Этот интересный горизонт валунно-галечных филлитов обнаружен всего в двух пунктах: в корейном склоне р. Б. Бугульдейки непосредственно ниже устья р. Куртун и в окрестностях улуса Умбура, точнее говоря — на водоразделе между р. Ангой и Гамарянской падью.

В обоих случаях нет никаких сомнений в том, что нормальный разрез голоустенской свиты начинается именно с этого горизонта валунно-галечных филлитов, залегающих трансгрессивно на красных древних гранитах аляскитового типа. Гальки и валуны состоят только из микроклин-пертитовых гранитов архея.

Существенная часть голоустенской свиты сложена карбонатными породами, которые имеют массивную текстуру, сланцеваты и характеризуются светлыми и желтовато-белыми тонами; реже встречаются серые и темные разности. Все карбонатные породы данной свиты являются кристаллическими, причем по размерам зерна устанавливаются переходы от мелкозернистых до крупнозернистых разностей. Есть также разновидности резко неравномернозернистые, напоминающие своим обликом брекчиевидные породы. Микроскопически карбонаты представляют чистыми, свободными от примесей породами. Однако часто также случаи загрязнения их, главным образом кварцем. Этот последний бывает двух родов. С одной стороны, в виде угловатого псаммита разнообразной величины, часто давленного (первичный кварц), с другой — он образует тонкие прожилки и линзы — вторичные выделения.

Кроме кварца в карбонатных породах обычно присутствие мелкой рудной пыли, иногда графита. При значительном содержании пыли породы приобретают макроскопически сероватый или темный цвет. Форма зерен карбоната обычно неправильно зазубренная, отдельные индивидуумы тесно контактируют друг с другом — признак перекристаллизации породы в твердом состоянии. Реже наблюдаются правильные, прямолинейные ограничения зерен и структуры торцового типа.

Сравнительно редко встречаются карбонатные породы оолитового характера. Оолиты обычно изолированы, рассеяны в мелкозернистой массе породы и отчетливо выделяются на ее фоне в силу несколько иной величины зерна слагающего из карбоната и некоторого загрязнения пели-

товым веществом. Очень часто в них обнаруживаются своеобразные структуры, несомненно принадлежащие органическим остаткам. По определению В. П. Маслова, мы имеем здесь дело с водорослью *Katangasia* sp.

В неравномернозернистых известняках, напоминающих брекчиевидные, под микроскопом обнаруживаются крупные угловатые, иногда вытянутые обломки тонкозернистых известняков, лежащих в перекристаллизованном карбонатно-кварцевом цементе. Получается определенное впечатление, что эти угловатые образования мелкозернистого карбоната являются действительно кластическим материалом.

Для большинства карбонатных пород голоуспенской свиты характерны явления отчетливых деформаций слагающих их зерен, выражающиеся в изгибании двойниковых полосок и трещин спайности. Нередки явления частичного раздробления пород.

Сложные структуры, очень неравномерная обнаженность и значительная суммарная мощность пород голоуспенской свиты сильно затрудняют построение точного стратиграфического разреза. На ряду с целым рядом фактов, хорошо документирующих отдельные части нормального разреза, приходится при построении полной колонки оперировать с косвенными данными, в силу чего предлагаемый ниже порядок чередования построен с известной степенью приближения и, вполне возможно, будет видоизменен при последующих детальных работах в этой части Прибайкалья.

В основании разреза залегают филлиты с валунами и галькой кристаллических пород. Мощность их может быть оценена в несколько десятков метров. Стратиграфически выше располагается чередование светлых, почти белых кварцитов и аркозов (мощность примерно 100—150 м). Выше идут белые кварциты, переслаивающиеся с белыми же, иногда кремово-желтыми, местами брекчиевидными, окремнелыми доломитами. Кремовые доломиты признаны М. М. Тетяевым, при просмотре нашей коллекции, совершенно тождественными породам, являющимся базальными слоями голоуспенской свиты в районе р. Голоустной (20). Мощность доломитово-кварцитового горизонта определить сколько-нибудь точно на основании имеющихся данных затруднительно. Во всяком случае она довольно значительна и выражается цифрой не менее 100 м.

Повидимому, стратиграфически выше располагается горизонт красновато-бурых и темносерых филлитов, как это можно заключать по наблюдениям по левобережью р. Б. Бугульдейки между Сучкиной падью и падью Игирей, по правобережью р. Анги — от улуса Умбура до Боро-Тальской излучины, а также в вершине рч. Успана. Филлиты чередуются с подчиненными им кварцитами. Однако в разрезе по левобережью р. Куртуна, впервые описанном И. Д. Черским (2), кварцитово-доломитовый горизонт, повидимому, перекрывается мощным чередованием светлых и розовых кварцитов, иногда известковистых, с известняками серого, иногда темносерого цвета, местами окремненными. Среди известняков встречаются оолитовые разности с водорослью *Katangasia* sp. Чередование кварцитов и известняков частое, мощность пачек чередующихся пород сравнительно невелика и колеблется от нескольких до нескольких десятков метров. Для нижней части рассматриваемого горизонта характерно преобладание кварцитов над известняками, для верхней же типично обратное соотношение. На р. Куртуне прослой темных известняков заметно увеличиваются в мощности по стратиграфической вертикали вверх и являются, вероятно, уже горизонтами переходными от голоуспенской свиты к улунтуйской.

Общая мощность голоуспенской свиты может быть определена приблизительно цифрой не менее тысячи метров.

Кератофиры

В верхнем течении р. Успана среди подавляющего развития разнообразных пород голоуспенской свиты встречены кератофиры. Кератофиры, наблюдавшиеся в нескольких обнажениях по левому берегу р. Успана, слагают мощное пластообразное тело и макроскопически имеют облик серых, заметно рассланцованных пород. Верхний и нижний контакты пластообразного тела кератофира непосредственно не наблюдались, но, судя по имеющимся данным, кератофировое тело представляет как бы один из стратиграфических элементов голоуспенской свиты и, повидимому, залегает совершенно согласно с вмещающими породами. Мощность пластообразного тела кератофира можно определить приблизительно в много десятков метров.

Под микроскопом кератофиры характеризуются отчетливой порфировой структурой при сильно рассланцованной основной массе. Вкрапленники представлены исключительно полевым шпатом, который по своим оптическим константам отвечает альбиту (погасание $\perp M = -12$; $N_p < N_k$ б.; $N_g \leq N_k$ б.; оптический характер положительный). Форма вкрапленников удлиненно-таблицеобразная, иногда округлая, обусловленная резорбцией. Как правило, альбит двойниковый; относительно свеж. Лишь изредка и в небольшом количестве в нем обнаруживаются мелкие кварцевые выделения, чешуйки слюды, иногда хлорит и цоизит.

Рассланцованная основная масса сложена тонкозернистым агрегатом кварца и альбита. В заметном количестве здесь также наблюдаются чешуйки бесцветной слюды, которые являются, по всей вероятности, вторичными образованиями за счет полевого шпата. Незначительную роль играют также хлорит и эпидот; первый располагается по трещинам, второй, кроме выполнения трещин, слагает также участки неправильной формы. Наблюдаются в заметном количестве рудная пыль и мелкие кристаллики магнетита, довольно густо и равномерно распределенные в основной массе.

Общей особенностью всех образцов кератофира является их сильная вторичная измененность, обусловленная в основном процессами динамометаморфизма. О рассланцевании основной массы мы уже говорили выше. Кроме того наблюдаются многочисленные явления частичного раздробления породы, а также индивидуумы альбита, рассеченные трещинами, по которым произошло относительное перемещение частей зерен. Отмечены случаи полного раздробления вкрапленников. Во всех случаях зияющие трещины залечены кварцем.

Приведенная выше характеристика пород голоуспенской свиты, состоящей из чередования кварцитов и аркозов с филлитами и кристаллическими известняками и включающей кислые эффузивные породы, дает возможность сравнить нормальный разрез голоуспенской свиты Бугульдейско-Ангинского района с другими участками Прибайкалья.

К югу от Приольхонья, в районе р. Голоустной, М. М. Тетяев (20) следующим образом характеризует нормальный разрез голоуспенской свиты.

«На кристаллические породы докембрия непосредственно налегает толща желтых, кремового оттенка доломитовых и светлосерых, сильно кремнистых известняков. Выше залегают пестроцветные сланцы и филлиты и еще выше — серые и белые кварциты. В обеих толщах наблюдаются аркозовые прослои». Мощность голоуспенской свиты точно не известна. В. А. Обручев (12) определял ее приблизительно в 300—350 м, что Тетяевым оспаривалось. Во всяком случае из имеющегося геологического материала по р. Голоустной ясно, что мощность этой свиты здесь значительна — может быть, того же порядка, что и в Приольхонье.

Несмотря на сугубую схематичность литологической характеристики свиты, приводимой Тетяевым, видна большая общность сравниваемых разрезов. На р. Голоустной нет базальных слоев свиты Приольхонья — филлитов с валунами и галькой архейских пород; отсутствует также нижняя пачка кварцитов, перекрываемая в Приольхонье согласно известняками и кремово-желтыми доломитами. В Голоуспенском районе разрез начинается именно с этого горизонта кремовых доломитов. Здесь также отсутствуют кислые эффузивные породы и нет прослоев известняков в верхней кварцитовой части разреза свиты. Несмотря на эти отличия, общая близость обеих свит несомненна, различие же в деталях говорит о невыдержанности многих горизонтов голоуспенской свиты, в частности о непостоянстве по простиранию самых нижних слоев ее.

Очень резкая разница в отношении литологического состава и в мощности наблюдается между нормальными разрезами голоуспенской свиты западного Прибайкалья (рр. Голоустная, Бугульдейка и Анга) и той же свиты, развитой в северо-западном Прибайкалье (Елохин мыс). В этом последнем пункте голоуспенские породы имеют очень незначительную мощность и представлены только аркозами и кварцитами. Район Елохина мыса находится значительно западнее линии простирания мощных голоуспенских отложений западного Прибайкалья. Маломощная голоуспенская свита района Елохина мыса указывает, может быть, на близость западной границы области прогиба, существовавшего в верхнем протерозое, ставшей затем ареной складкообразовательных процессов. Здесь развиты исключительно грубые, сравнительно маломощные, кластические отложения, свидетельствующие о близости береговой линии Голоуспенского бассейна.

Улунтуйская свита (M_3^2)

Улунтуйская свита в главной своей массе представлена темными карбонатными породами с подчиненными им прослоями серых филлитов, часто известковистых.

Темные карбонаты и подчиненные им породы развиты на значительно меньших площадях сравнительно с голоуспенской свитой. Улунтуйские породы слагают подосу в несколько километров шириной, протягивающуюся в северо-западном направлении, вдоль полосовидного поля развития пород голоуспенской свиты. Улунтуйская свита отсутствует на правом берегу р. Анги от улуса Умбура до ее вершины и появляется лишь на северо-западном склоне Унгуро-Ангинского водораздела в виде полосы, протягивающейся от среднего течения рч. Харгитуй на северо-восток, повидимому без перерыва, до очень плохо обнаженного, заболоченного перевала из р. Унгуры в р. Успан.

Карбонатные породы улунтуйской свиты представлены главным образом темными известняками, местами доломитизированными, иногда в той или иной степени окремнелыми; в последнем случае наблюдается явное осветление пород. В большинстве обнажений известняки массивны, лишь изредка в них удается наблюдать элементы слоистости, в виде чередования полос разного цвета и зернистости. Реже наблюдаются плитчатые сланцеватые разности.

Известняки, преобладающие в составе улунтуйской свиты, как правило, мелкозернисты. Среди них подавляющее большинство оказывается (микроскопически) совершенно чистыми, если не считать тонко рассеянного пелита и темноокрашенного пылевидного вещества, вероятно органического происхождения.

Менее часто встречаются известняки, содержащие в том или ином количестве мелкий псаммитовый материал, представленный угловатыми

и округлыми зернами кварца, обычно давленого, с волнистым угасанием. Еще реже наблюдаются разновидности, содержащие мелкие и неравномерно рассеянные чешуйки бесцветной слюды и волокна хлорита. Общей особенностью карбонатных пород улунтуйской свиты является присутствие тонких, неправильно ветвящихся трещин, выполненных крупнозернистым кальцитом. На общем серовато-темном фоне пород эти трещины выступают очень отчетливо в силу своей белой окраски.

Наблюдаются также, но не часто известняки оолитового строения. Оолиты обычно имеют округлую форму или плоско-овальные, иногда удлинены, изогнуты, сплюснуты или пережаты. Наружная зона их составлена мелкозернистым кальцитом, загрязненным пелитовым веществом; внутренняя зона — крупнокристаллическая или состоит из монокристалла кальцита. Размеры оолитов по длинной оси 1—1.5 мм.

В подчиненном количестве, обычно в виде очень немощных прослоев, имеются песчаные породы типа мелкозернистых известковистых песчаников. Кластический материал их представлен угловатыми зернами кварца, которые лежат изолированно в базальном известковистом цементе. Изредка в цементе наблюдаются единичные чешуйки серицита.

Несколько большую роль, нежели песчаники, в составе улунтуйской свиты играют филлиты. Их положение внутри известняковой толщи, в силу большой мощности и массивности известняков, сильно препятствующих выяснению структур, определяется лишь весьма ориентировочно. Условно можно считать, что филлиты преимущественно развиты в средней части улунтуйской свиты и в меньшей степени в ее верхней части, переходной к качергатской свите. Филлиты окрашены исключительно в темносерые цвета, тонкосланцеваты, местами плоччаты и микроскопически, в сущности, не отличимы от филлитов голоустенской свиты.

В отдельных образцах известняков, песчаников и филлитов наблюдаются отчетливые следы катаклаза, выражающиеся в деформациях зерен и их частичном раздроблении, иногда с перемещением частей зерен друг относительно друга. В отдельных образцах имеются более крупные зоны дробления в форме линз, вытянутых параллельно сланцеватости. В филлитах местами выражено явление микроскладчатости, нередко осложненной многочисленными микроразрывами.

В нескольких пунктах области развития известняков улунтуйской свиты были находимы водоросли, определенные В. П. Масловым как *Collenia baicalica*.

Эти пункты следующие: правый берег р. Б. Бугульдейки ниже с. Косая Степь (близ мельницы) и левая вершина р. Унгура, у перевала в долину Успана. В последнем случае нет ясного коренного выхода известняков; у подшвы левого коренного склона перевальной долины лежат огромные остроугольные глыбы известняков, переполненных крупными экземплярами водорослей.

Сравнивая описанную нами толщу пород улунтуйской свиты с той областью ее развития, где она впервые была выделена Тетяевым (20), можно отметить, что общий облик обеих свит и там и здесь одинаков. В изучаемом районе не наблюдалось «компактных известняков» с змеевиковыми «прослоями» и с черными кремневыми «конкрециями». Не было также замечено углистых прослоев в верхней части разреза известняков, стратиграфического аналога известняков пади Кадильной. Характерные для улунтуйской свиты водоросли были найдены в районе р. Голоустной Масловым (17), благодаря чему сравнения, проводимые нами, приобретают характер большой достоверности.

Полная мощность улунтуйской свиты в районе р. Голоустной неизвестна. В. А. Обручев (12) считает возможным оценить ее здесь приблизительно в 1600—1700 м. Цифра эта оспаривается М. М. Тетяевым.

В исследуемом же районе, вследствие преобладающего массивного характера известняков и сложной тектоники всего комплекса верхнего протерозоя, сколько-нибудь точно определить мощность улунтуйской свиты не представляется возможным. Определенно можно говорить лишь о том, что она исчисляется многими сотнями метров.

В северо-западном Прибайкалье на Елохином мысу (11) водорослевые известняки, являясь важным маркирующим горизонтом, играют подчиненную (по мощности) роль в общем разрезе свиты. Главная роль здесь принадлежит глинистым и песчанистым сланцам. Мощность улунтуйской свиты в районе Елохина мыса выражается приблизительно цифрой около 300 м. Таким образом, и для улунтуйской свиты, так же как и для голоустенской, сохраняется тенденция уменьшения мощности разреза при переходе из западного Прибайкалья в северо-западное. Отчетливо выявляется уменьшение роли известняков с их водорослевыми фациями — выклинивание мощных толщ карбонатов Голоустенского и Бугульдейского районов к северо-западу. Впрочем, и здесь надо иметь в виду, что район Елохина мыса не лежит на простирации Бугульдейско-Ангинского верхнего протерозоя; в силу этого на северо-западе расположена более периферическая часть области мощного накопления осадков, чем в прибрежной части западного Прибайкалья, где вскрыты внутренние части области прогиба и где, следовательно, отложения верхнего протерозоя представлены в относительно более полном виде.

Качергатская свита (M_3^3)

Комплекс пород качергатской свиты представлен кварцитовыми, аркозовыми и др. сланцами, филлитами и песчанистыми филлитами, окрашенными в темносерые цвета с зеленоватым, иногда лиловатым оттенком. Эти породы принимают участие в строении полосы верхнего протерозоя, о которой мы неоднократно упоминали выше и которая пересекает весь район с юго-запада на северо-восток.

Качергатская свита имеет значительно меньшее развитие, чем две предыдущие свиты. Она сосредоточена только по юго-западной окраине района, протягиваясь в виде полосы от долины р. Куртуна между пос. Куртун и Хонкой через вершину пади Шемшераша к Алагуйскому улусу, где и заканчивается. Для нижней части разреза характерно преобладание кварцитовых и аркозовых сланцеватых пород, тогда как для верхней части можно отметить присутствие на ряду с указанными породами еще и филлитов.

Мощность качергатской свиты в виду весьма интенсивной тектоники и отсутствия руководящих горизонтов может быть оценена, совершенно условно, во много сотен метров. В. А. Обручев исчисляет ее приблизительно в 2000 м (12).

Микроскопически кварцитовые и аркозовые сланцы являются мелкозернистыми породами с однотипными бластопсаммитовыми структурами. Чистых кварцитов здесь не наблюдается; все они в той или иной мере загрязнены слюдами и хлоритом, часто обогащены окислами железа, играющими иногда существенную роль в составе цементирующей массы. Слюда (серицит) представлена всегда мелкочешуйчатым агрегатом и образует неправильные по форме пятна или же располагается параллельно общей сланцеватости породы неправильными полосами и лентами. С ней вместе всегда ассоциируется хлорит. В более крупных зернах кварца очень часто наблюдается наращение вторичной водяно-прозрачной каймы. В аркозовых сланцах полевошпатовая составляющая представлена альбитом, играющим иногда значительную роль в составе породы. И в тех и других породах очень часто наблюдаются мелкие обломки голубого турмалина.

Филлиты верхнего отдела качергатской свиты в сущности ничем не отличаются от аналогичных пород нижних свит (улунтуйской и голоустенской). Они представлены тонкосланцеватыми породами, иногда микро-складчаты; для них характерна плотная основная масса, слабо действующая на поляризованный свет и изобилующая игольчатым серицитом и хлоритом. В песчанистых разностях наблюдается то или иное содержание мелкого, обычно угловатого псаммита, преимущественно кварцевого. Полевые шпаты, главным образом альбит, встречаются спорадически. Многие филлиты являются полосатыми вследствие чередования полос различной ширины, сложенных обломочным материалом различной крупности зерна. Так же, как и в кварцитовых и аркозовых сланцах, здесь иногда наблюдаются мелкие обломки голубого турмалина.

Сравнивая качергатские породы Бугульдейско-Ангинского района с одновозрастными отложениями бассейна р. Голоустной (30), мы можем отметить большую близость сравниваемых пород. Единственным отличием является то, что в исследуемом районе нет мелких конгломератов, залегающих в низах качергатской свиты, по данным Тетяева, на р. Голоустной. Также близки друг другу по составу и общему габитусу качергатские породы р. Бугульдейки и района Елохина мыса (14), где мощность их оценена нами приблизительно в 500—600 м. Судя по имеющимся наблюдениям в долине р. Куртуна, качергатская свита залегает, повидимому, совершенно согласно на улунтуйской, что также находится в полном соответствии с литературными материалами по другим районам.

В отличие от двух нижних свит в качергатской свите никаких резких фациальных изменений (сравнение Елохина мыса с Бугульдейским районом) не обнаруживается. Повидимому, для нее характерно большое постоянство литологического облика по всему западному Прибайкалью.

Комплекс верхнепротерозойских (?) массивных и жильных изверженных пород ($\delta + \gamma_1$)

Сложный комплекс изверженных массивных и жильных пород, относимых нами условно к верхнему протерозою, развит исключительно в прибрежной части района, в полосе между Кунтинской продольной долиной и отрезком береговой линии Байкала от устья р. Б. Бугульдейки до устья р. Анги. На первое место по распространенности нужно поставить, без сомнения, массивные породы диоритового типа и связанные с ними породы основного и ультраосновного рядов. Есть известные основания считать массивные диориты более молодыми, нежели аляскитовые граниты архея, хотя непосредственного контакта между теми и другими породами не наблюдалось. Прежде всего об этом говорит присутствие вторично измененного габбро, одного из представителей молодого изверженного комплекса, среди области подавляющего развития древних гранитов на левом берегу р. Анги против дер. Куреть. Вторым косвенным обстоятельством, говорящим в пользу значительной молодости комплекса средних и основных пород прибрежной полосы по отношению к архейским гранитам, является состав галек и обломочного материала базальных слоев голоустенской свиты. Как мы об этом уже упоминали, крупно- и мелкообломочный материал, входящий в состав своеобразных базальных конгломератов кварцитов и аркозов голоустенской свиты, заимствован исключительно из архейского первоисточника, т. е. древних аляскитовых гранитов и их породообразующих минералов, бласто-кварцитов и мраморов из различных свит архея. Никаких указаний на присутствие в голоустенских отложениях материала из пород типа диоритов и других одновозрастных с ними не обнаружено. Более того — обломочный материал, входящий в состав ушаковской граувакковой свиты нижнего кем-

брия, лежащей трансгрессивно то на различных свитах верхнего протерозоя, то на породах архея, в изобилии включает гальку и мелкие обломки изверженных пород, молодого комплекса, в том числе и диоритов.

Таким образом, у нас имеются основания считать диориты и все связанные с ними породы за сравнительно молодой комплекс. Точнее говоря, возраст этого комплекса может быть условно определен как послекачергатский, поскольку литология качергатских, улунтуйских и голоустенских отложений однообразна в смысле первоисточника их псаммитовых фаций и поскольку нет каких-либо оснований для установления перерыва внутри трехчленного комплекса верхнего протерозоя. Верхняя возрастная граница молодого комплекса изверженных пород определяется временем отложения ушаковской свиты нижнего кембрия.

Наиболее распространенными из пород молодого комплекса являются диориты. Обширное поле их развития тянется от устья р. Б. Бугульдейки в северо-восточном направлении в виде постепенно расширяющейся полосы, достигающей максимальной ширины по левобережью р. Анги от улуса Еланцов до ее устья. Лишь местами среди подавляющего развития диоритовых пород располагаются пятнами или полосами различной ориентировки породы верхней свиты архея, древние граниты и более молодые, нежели диориты, жильные тела разнообразного состава. Интересны взаимоотношения массивных диоритов с кристаллическими известняками верхней свиты архея. В большинстве случаев при непосредственных наблюдениях в поле кажется, судя по ориентировке сланцеватости диоритов (явление довольно распространенное) и ориентировке плоскостей контакта между известняками и диоритами, что диориты ведут себя, как тело, залегающее согласно с архейскими породами. Однако более детальное изучение этого вопроса в поле показало, что участки, сложенные породами архея, в виде тел различной величины и формы, как бы тонут в диоритовом субстрате. Диориты появляются в виде жилородных полос внутри архейских пород, местами секут эти породы под различными углами по отношению к линии их простираения, включают в себя обрывки архейской метаморфической толщи, вытянутые в виде брусков или балок разнообразного сечения, оборванных резко и совершенно внезапно.

Создается вполне определенное впечатление регионального проплавления архейского комплекса мощной диоритовой интрузией. В связи с этим представлением вполне законно думать, что по крайней мере часть контактных изменений и новообразований, характерных для всех свит архея, обязана своим происхождением влиянию молодого интрузивного и жильного комплекса, в том числе и диоритов. В частности здесь интересно отметить полное отсутствие гранатовых пород (средняя свита архея и часть верхов нижней свиты) в обломочном материале кластических пород голоустенской и вышележащих свит верхнего протерозоя. Между тем гранатые сланцы и отдельные зерна граната в изобилии наблюдаются в грубообломочных породах ушаковской свиты нижнего кембрия. Это обстоятельство в сильной степени сближает возраст молодых изверженных пород с возрастом характерного контактового метаморфизма некоторых свит архея.

Среди обширного поля развития диоритовых пород встречаются, и притом довольно часто, породы основного и ультраосновного рядов: габбро, меланократовое габбро, пироксениты и перидотиты. В некоторых случаях, например в окрестностях Крестовского улуса, удавалось наблюдать, как основные породы слагают в диоритах жилородные тела неправильной формы, являясь в данном случае несколько более поздними образованиями. Чаше, однако, характер взаимоотношения основных пород с диоритами оставался неясным.

Сами диориты дают ряд вариаций как в отношении структурных особенностей, так и в отношении минералогического состава. Отметим также, что полевыми наблюдениями удалось установить постепенные переходы от диоритовых пород к гранодиоритам, локализованным в некоторых участках главного поля развития диоритовых пород.

Помимо основных и ультраосновных пород, с областью развития диоритов, а частью и с главным полем распространения архейских аляскитов, связано существование многочисленных жильных тел, являющихся по составу производными кислой магмы. Жильные породы моложе диоритов, что устанавливается по наблюдениям над целым рядом жил гранитоидов, секущих и диориты и габбро вместе с архейскими породами. Аналогичные соотношения описаны Л. Г. Котельниковым (9) на о. Ольхоне и в бассейне р. Сармы. Жильные тела гранитоидов залегают то согласно с прорываемыми ими породами архея, то секут их, равно как диориты и габбро, в самых разнообразных направлениях. Гранитоиды представлены аплитами, двуслюдяными гранитами, пегматитами и пр.; мощность их тел варьирует в весьма широких пределах от нескольких сантиметров до сотен метров.

Верхняя возрастная граница жильных образований, так же как и для диоритов, определяется перерывом между качергатской и ушаковской свитами, ибо в составе кластического материала ушаковской свиты молодые гранитоиды представлены отчетливо и обильно. Очень интересным является то обстоятельство, что в состав молодых гранитоидов входят слюдоносные пегматиты, имеющие широкое развитие в Прибайкалье.

Резюмируя сказанное, необходимо отметить, что, определяя внутри молодого изверженного комплекса этапы последовательного внедрения магмы различного типа: диориты, габбро и ультраосновные породы и, наконец, гранитоиды, мы тем самым не надеемся исчерпать характеристику всего молодого цикла магматических проявлений.

В действительности эта схема, вероятно, гораздо более сложна и не сводится только к трем намеченным этапам. Об этом можно судить хотя бы по тому, что даже в пределах группы гранитоидов мы имеем много резко отличающихся друг от друга разновидностей. О том же говорит тот факт, что в непосредственном соседстве с нашим районом, на о. Ольхоне и Сарминском участке Приольхонья, Л. Г. Котельниковым (9) наблюдались некоторые жильные породы (безусловно более молодые, чем гранитоиды), относящиеся к типу лампрофиров.

Переходим к характеристике отдельных групп пород.

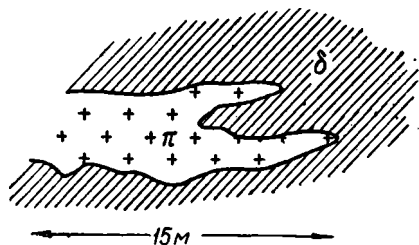
Диориты (δ)

Макроскопически диориты представляются весьма однообразными породами зеленовато-серого цвета, преимущественно средней крупности зерна. Крупнозернистые, равно как и мелкозернистые разновидности встречаются сравнительно не часто.

Текстура пород то ясно выраженная сланцеватая, то массивная. Наблюдаются постепенные переходы от одной текстурной разновидности к другой. Пространственная ориентировка сланцеватости в общем довольно закономерно подчинена характерному для всего района северо-восточному простиранию (фиг. 7).

Микроскопически диоритовые породы характеризуются главным образом гипидиоморфнозернистым типом структуры. Наблюдаются также довольно часто структуры, несколько приближающиеся к офитовым, когда полевой шпат имеет отчетливо идиоморфные очертания — удлиненно-призматические кристаллы, а цветные минералы располагаются в промежутках между ними. В разностях, макроскопически сланцеватых, поя-

входят структуры, близкие к бластическим, обусловленные частичной перекристаллизацией и некоторым перераспределением первоначального субстрата. Изредка удается наблюдать микротакситовый характер структур в виде кучного распределения главных породообразующих мине-



Фиг. 7. Падь Крестовая у устья Крестовского (в плане).

δ — диорит; π — полевошпатовый амфиболит.

удлиненные и ярко плеохроирующие в зеленых тонах; она почти всегда свежая, имеет отчетливую спайность, иногда образует двойники. Вторичные изменения роговой обманки обычно выражаются в ее хлоритизации. В ней часто наблюдается рудный минерал в виде мельчайшей сыпи, концентрирующейся обычно в центральных участках зерен. Сильно выветренная роговая обманка характеризуется весьма малой величиной двупреломления. В наиболее свежих образцах имеет сравнительно невысокое двупреломление: $N_g - N_p$ от 0.016 до 0.019 и яркий плеохроизм: по N_g темно-зеленый, по N_p светлозелено-желтый: $2V = -84^\circ$; $cN_g = 17-21^\circ$. Судя по всем этим константам, мы имеем дело с обыкновенной роговой обманкой. Биотит, широко распространенный наряду с роговой обманкой, в шлифе обычно образует пластинки, удлиненные по спайности, реже таблицы неправильной формы. Он характеризуется обычно большой свежестью и резким плеохроизмом в коричневых тонах с почти полной абсорбцией по N_g . Лишь изредка наблюдается полная или частичная хлоритизация биотита.

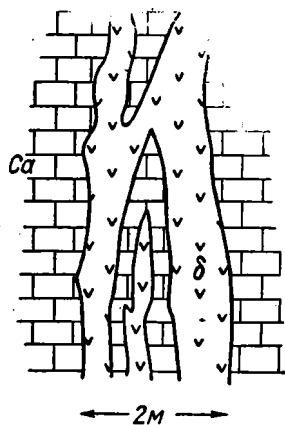
Полевой шпат представлен исключительно плагиоклазом. Иногда он хорошо идиоморфен, всегда полисинтетически двойниковый, большей частью свежий; с характерной резкой зональностью (явление, свойственное плагиоклазам диоритов), причем характер зональности всегда нормальный — краевые зоны более кислые, нежели центральные участки зерна. Состав плагиоклаза в различных образцах диорита несколько варьирует, что видно из табл. 5.

Вторичные изменения плагиоклаза обычно сводятся к появлению мелкочешуйчатого агрегата соссюрита, но этот процесс, как уже отмечалось, широкого развития не имеет. Совсем редко наблюдается пелитизация плагиоклазов. Она начинается с помутнения минерала, а при дальнейшем развитии приводит к его полной непрозрачности. Пелитизированные полевые шпаты под микроскопом совершенно не обнаруживают двойникового строения и в простом свете характеризуются грязно-серой, матовой окраской.

Отмечена также пойкилитовая структура, обусловленная пойкилитовым вращением плагиоклаза в роговую обманку.

По характеру цветной составляющей диориты можно разделить на роговообманковые и биотит-роговообманковые (фиг. 8). Как в том, так и в другом случае содержание цветного минерала весьма значительно и в некоторых случаях достигает 30—40% к общему объему породы.

Роговая обманка образует неправильные широкие таблицы, иногда



Фиг. 8. Падь Крестовая у устья Крестовского.

Ca — кристаллический известняк (верхняя свита архей); δ — диорит мелкозернистый.

ТАБЛИЦА 5
Состав плагиоклаза диоритов

№ шли- фов	Светопреломление	Погасание — М	Проекция двой- никовой оси			2V	Процент- ное со- держание анортита
			Ng	Np	Nm		
426	Ng и Np > N к. б.	22°	15°	87°	75°	+82°	37
138	» » » » »	20°	—	—	—	—	—
26	» » » » »	10°	7°	88°	83°	—	25
1	» » » » »	10°	—	—	—	—	—
15	» » » » »	15°	78°	63°	30°	+84°	32
9	» » » » »	13°	—	—	—	—	30
29	» » » » »	20°	17°	87°	73°	+86°	38

Из второстепенных минералов весьма характерными для диоритов являются титанит и апатит. Они наблюдаются во всех разностях, иногда в довольно значительных количествах, и по времени возникновения относятся к первым фазам кристаллизации, так как часто наблюдаются в виде включений в других минералах. Апатит бесцветен, титанит в шлифе окрашен в буро-коричневый оттенок. Из рудных минералов довольно часто, но не повсеместно, встречается магнетит. Весьма обычен эпидот, образующий хорошо ограненные кристаллы и располагающийся совместно с цветными минералами. Реже он встречается в виде агрегатных скоплений явно вторичного происхождения.

Кварцевые диориты (δ)

Эти породы ни макроскопически, ни по структурам не отличаются от обычных диоритов. Своеобразие их состоит в том, что они содержат то или иное количество свободного кварца, который варьирует в заметных пределах и всегда представляет собой последнюю фазу кристаллизации. В силу этого кварц имеет форму неправильных выделений, обусловленную формой промежутков между ранее выделившимися минералами. Что касается других породообразующих минералов кварцевых диоритов, то они совершенно не отличаются ни по составу, ни по форме от породообразующих минералов нормальных диоритов. Широко развиты в составе цветной части обыкновенная роговая обманка и биотит; полевые шпаты представлены зональными плагиоклазами варьирующего состава от кислого до основного андезина; из второстепенных минералов распространены титанит и апатит; обычен эпидот той же формы и того же характера, что и в нормальных диоритах.

Для сравнения приведем состав плагиоклаза из некоторых разностей кварцевых диоритов (табл. 6).

Результаты микроскопического изучения кварцевых диоритов дают основание сделать вывод о единстве их происхождения с нормальными диоритами. Кварцевые диориты в данном случае представляют собой, по видимому, фацию нормальных массивных диоритов.

Гранодиориты (δ)

Мы уже отмечали, что в поле эти породы не обособляются резко от массивных диоритов, а образуют ряд постепенных переходов к ним. То же наблюдается и при микроскопическом изучении. Можно подобрать полную гамму образцов, иллюстрирующих тесную связь диоритов с грано-

ТАБЛИЦА 6
Состав плагиоклаза кварцевых диоритов

№ шлифов	Светопреломление	Пога- сание ⊥ M	Проекция двой- никовой оси			2V	Процент- ное со- держа- ние анортита	Закон двой- никова- ния
			Ng	Np	Nm			
143	Ng и Np > N к. б. . .	+8—10°	—	—	—	—	25	Аль- бито- вый
161	» » » » » . .	+12°	17°	87°	73°	—88°	38	
432	» » » » » . .	+20°	18°	85°	72°	+88°	40	
8	» » » » » . .	+14—15°	—	—	—	—	30	
159	» » » » » . .	+10°	—	—	—	—	30	
85	» » » » » . .	+10°	—	—	—	—	30	—

диоритами. Породообразующими минералами гранодиоритов являются: калиевый полевой шпат, кварц, плагиоклазы и цветные минералы. Генетическое родство этих пород с диоритами подчеркивается тем, что состав их плагиоклазов (см. табл. 8) и цветных минералов тот же, что и в диоритах. В структурном отношении гранодиориты характеризуются также наибольшим развитием гипидиоморфного типа. Уклонения от него вызваны исключительно последующими воздействиями на породу и сводятся главным образом к частичному рассланцеванию и катаклазу.

Цветные минералы представлены роговой обманкой (обыкновенной) и биотитом. Константы роговой обманки приведены в табл. 7.

ТАБЛИЦА 7
Константы роговой обманки гранодиоритов

№ шлифов	2V	cNg	Ng—Np	Плеохроизм	
				по Ng	по Np
124	—82°	17°	0.016	травяно-зеленый	желтовато-зеленый
133	—78°	17°	0.017	»	»
435	—	23°	0.022	»	желто-зеленый

Нижеприводимая таблица 8 иллюстрирует состав плагиоклаза гранодиоритов:

ТАБЛИЦА 8
Состав плагиоклаза гранодиоритов

№ шлифов	Светопреломление	Пога- сание ⊥ M	Проекция двой- никовой оси.			2V	Процентное содержание анортита	Закон двойникова- ния
			Ng	Np	Nm			
124	Ng и Np > N к. б. .	+20°	14°	87°	76°	—85°	35	Альбитовый 3
126	» » » » » . .	+12°	82°	65°	27°	—84°	32	Карлсбадский 3
133	» » » » » . .	+18°	15°	87°	75°	—84°	35	Альбитовый 3
435	» » » » » . .	+20°	—	—	—	+88°	40	—

Калишпат гранодиоритов представлен решетчатым микроклином. Обычно он имеет форму неправильных таблиц и характеризуется большей свежестью, нежели плагиоклаз.

В тех случаях, когда микроклин граничит с плагиоклазом, нередко возникает мirmekит, вдающийся в глубь кристаллов микроклина неправильными бородавчатыми выступами. Величина угла оптических осей микроклина охарактеризована в таблице 9.

Из аксессуарных минералов присутствуют в значительных количествах титанит и апатит, иногда магнетит, но рудных минералов в общем мало. Обычен также эпидот в виде отдельных, хорошо выраженных зерен среди цветных минералов. Окраска эпидота слабая, желтоватого цвета. Измерения на федоровском столике констант эпидота (шлиф 124) дали: $2V = -68^\circ$ и $Ng - Np = 0.039$.

ТАБЛИЦА 9
Величина угла оптических осей микроклина гранодиоритов

№ шлифов	2V
126	-84°
133	-86°
124	-84°

Диоритовые порфириды (δ)

Диоритовые порфириды слагают не мощные жилы, секущие массивные диориты и их разновидности, а также метаморфические породы архея. Макроскопически это мелкозернистые, обычно сланцеватые породы темного и зеленовато-черного цветов.

Минералогический состав их следующий: плагиоклаз ряда андезина (погасание $\perp M = 10-15^\circ$), роговая обманка (обыкновенная), биотит. Иногда в том или ином количестве присутствует кварц. Из второстепенных минералов — обычные титанит и апатит.

Структура пород отчетливо порфировидная, в некоторых разностях приближается к офитовой. Роль вкрапленников играет плагиоклаз, двойниковые зерна которого нередко имеют удлинённо-призматические очертания; в мелкозернистой основной массе располагаются цветные минералы совместно с плагиоклазом, иногда с кварцем. В качестве вкрапленников наблюдается и роговая обманка. Первичная порфировидная структура обычно осложнена явлениями последующего рассланцевания, иногда катаклазом.

Для абсолютного большинства диоритовых пород, и прежде всего их массивных разновидностей, свойственны явления катаклаза и частичной милонитизации. Чаще всего эти явления наблюдаются вдоль северо-западной окраины поля развития диоритов, по контакту их с архейским гранитным массивом. То же характерно для некоторых полосовидных участков внутри диоритового семейства, не несущего никаких следов динамических воздействий. С этой точки зрения отдельные образцы отличаются друг от друга лишь степенью интенсивности процессов механических нарушений. В самом слабом и наиболее распространенном выражении механические деформации породы сказываются в некоторой трещиноватости минералов, главным образом кварца. Более сильные нарушения проявляются в изгибании двойниковых полосок плагиоклазов, более сильной трещиноватости и частичном перемещении частей расколотых зерен друг относительно друга. Затем наблюдается дробление зерен с образованием каемок из мелкораздробленного материала вокруг более или менее округлых центральных частей. Из полевых шпатов наиболее легко дробится микроклин, и потому в разностях гранодиоритов, подвергшихся сильному катаклазу крупных зерен, этого минерала не наблюдается; он сосредоточен целиком в раздробленной массе. Плагиоклаз в таких случаях

присутствует в виде сравнительно крупных овоидов, хотя много его и в раздробленном состоянии.

Нередко при сравнительно хорошо сохранившейся первоначальной структуре наблюдаются линзовидные зоны дробления, сложенные из агрегата мелких обломков породообразующих минералов и обогащенные вторичным серицитом, иногда и эпидотом, располагающимися параллельно друг другу в одном направлении. При возрастании количества линз дробления и их величины происходит слияние отдельных зон друг с другом, в результате чего получается типичная структура милонита. В ряде случаев дело этим и ограничивается, но иногда картина усложняется явлениями вторичной перекристаллизации. Мелкообломочная цементоподобная масса приобретает сланцеватый облик, сохранившиеся же реликты первоначальной структуры видоизменяются вследствие залечивания трещин и неравномерного наращивания зерен — порода приобретает облик очкового гнейса.

Породы семейства габбро (δ)

Породы этого семейства довольно многочисленны и представлены следующими разновидностями: габбро, оливинное габбро, габбро-нориты, нориты, монцониты, пироксениты, полевошпатовые амфиболиты. Эти породы принимают участие в строении диоритового массива, занимая внутри него небольшие участки, жильная природа которых в ряде случаев несомненна. Есть некоторые основания подозревать, что отдельные разновидности являются лишь результатом контактового воздействия более молодых гранитоидов на осадочные породы.

Макроскопически рассматриваемая группа пород окрашена в темные, почти зелено-черные цвета и представлена главным образом среднезернистыми, большей частью массивными, иногда сланцеватыми разностями.

Габбро

Собственно габбровые породы микроскопически характеризуются типично-габбровой структурой и составом из плагиоклаза и пироксена. Эти главнейшие породообразующие минералы являются образованиями одновременными или близкими по времени кристаллизации, так как не наблюдается резкого преобладания идиоморфизма одного над другим и, кроме того, они часто встречаются в виде пойкилитовых включений друг в друге. В подчиненном количестве и не везде присутствуют роговая обманка и биотит. Из акцессорных минералов обычны титанит и апатит, иногда в значительном количестве, а также железорудные минералы.

Плагиоклаз габбро обычно представлен зернами, имеющими неправильные очертания. В шлифе он угловатый, табличатый, почти всегда двойниковый по албитовому, периклиновому, карлсбадскому и (реже) другим законам. Обычно свеж; нередко, впрочем, по плагиоклазу развивается тонкий агрегат сосюрита. При сосюритизации наиболее интенсивно изменены центральные части зерен, что, повидимому, стоит в связи с некоторой зональностью плагиоклаза. Состав плагиоклаза габбро изменяется в довольно широких пределах. Приводим результаты измерения некоторых его констант в табл. 10.

Цветной минерал, представленный преимущественно пироксеном, в шлифе или бесцветен или слабо зеленоват. Для него обычна форма неправильных широких таблиц с неровными краями. Нередко пироксен ассоциируется с роговой обманкой, причем эта последняя располагается или в виде оторочки около зерен пироксена или пятнами неправильной формы внутри него. В единичных случаях наблюдаются закономерные прорастания пегматитового типа пироксена и роговой обманки.

ТАБЛИЦА 10
Состав плагиоклаза габбро

№ шлифов	Светопреломление	Погасание L M	Проекция двой- никовой оси			2V	Процентное содержание анорита	Закон двойникования
			Ng	Np	Nm			
45	Ng и Np > N к. б.	26°	27°	81°	66°	+78°	50	Альбитовый
36	» » » » »	22°	75°	55°	39°	+84°	40	Карлсбадский
60	» » » » »	35°	50°	55°	55°	+86°	70	Манебахский
53	» » » » »	38°	48°	60°	56°	-84°	70	Альбитовый

Константы пироксена в различных образцах габбро обнаруживают некоторые колебания (табл. 11).

ТАБЛИЦА 11
Константы пироксена габбро

№ шлифов	2V	cNg	Ng — Np
45	59°	42°	0.024
60	60°	44°	0.027
60	—	—	0.029
36	59°	41°	0.024

Приведенные данные показывают, что в шлифах 45 и 36 пироксен является диалягом, тогда как в шлифах 50 и 60, судя по значительной величине двупреломления, его следует скорее отнести к диопсиду.

Находящаяся в сростании с пироксеном роговая обманка принадлежит к ряду обывковенных. В шлифе она коричнево-зеленоватая, плеохроичная; $cNg = 25^\circ$.

Биотит, как уже отмечалось, существенной роли не играет и наблюдается лишь в немногих разностях габбро. Он образует мелкие единичные таблочки и лапчатые листочки и характеризуется свойственными ему цветами плеохроизма.

Акцессорные минералы — титанит, апатит и руды принадлежат первым фазам выделения. Количественная роль их незначительна. Иногда в эндоконтактных зонах габбро с известняками появляются редко рассеянные мелкие зерна граната.

Габбро во многих образцах характеризуется хорошей степенью сохранности, но встречено также большое количество сравнительно сильно вторично измененных разностей. К числу последних относится, например, обр. 400, габбро из мощного жилородного тела, залегающего среди аляскитового гранита. Кроме полной сосюритизации плагиоклаза, здесь изменен и пироксен. Он почти нацело превращен в уралитовую роговую обманку, сопровождаемую пятнистыми и точечными выделениями руды вторичного характера. Есть также некоторое количество кварца и бесцветной слюды — несомненно тоже вторичного происхождения.

Переходя к химической характеристике габбровых пород (табл. 12), отметим, что для анализов были выбраны наиболее свежие образцы.

ТАБЛИЦА 12
Химическая характеристика габбро

О к и с л ы	Обр. 60		Обр. 45	
	Вес. %	Мол. число	Вес. %	Мол. число
SiO ₂	47.91	0.798	47.35	0.789
TiO ₂	1.21	0.015	2.00	0.018
Al ₂ O ₃	7.51	0.074	17.88	0.175
Fe ₂ O ₃	3.53	0.022	0.84	0.005
FeO	8.08	0.113	6.62	0.092
MnO	0.12	0.001	0.06	0.001
MgO	8.79	0.220	5.22	0.130
CaO	19.84	0.354	16.28	0.291
BaO	—	—	—	—
Na ₂ O	0.67	0.011	2.05	0.034
K ₂ O	0.40	0.004	0.40	0.004
H ₂ O	0.20	—	0.09	—
Потери при прокаливании.	2.01	—	1.80	—
Σ	100.27	—	100.59	—
	Аналитик Смирнов		Аналитик Сокова	

Магматические формулы по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу:

Обр. 60—7.3 $\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 8.4 SiO_2$; $R_2O : RO = 1:46$; $\alpha = 1.63$

» 45—3.06 $\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 4.45 SiO_2$; $R_2O : RO = 1:13.5$; $\alpha = 1.47$

Общей особенностью проанализированных пород является большое количество окиси кальция и сравнительно незначительное содержание щелочей. Минералогически это находит свое выражение в обилии цветных минералов и в высокой основности плагиоклаза (обр. 60). Незначительное содержание глинозема, кремнекислоты и щелочей в обр. 60, на ряду с большой ролью щелочноземельных окислов, показывает, что эта порода представляет крайний дифференциат габбровой магмы. На основании этого, а также магматической формулы и коэффициентов мы должны отнести эту породу к типу меланократовых габбро.

Что касается обр. 45, то по магматической формуле он вполне отвечает составу нормальных габбро и отличается от последних лишь отношением щелочей к щелочным землям. Для нормальных габбро это отношение равняется 1.5, здесь же мы имеем $R_2O : RO = 1 : 13.5$. Таким образом, и в этом образце выражена некоторая тенденция в сторону обогащения щелочными землями.

Оливиновые габбро

Оливиновые габбро встречаются в единичных случаях. Единственное их отличие от обычных габбро, описанных выше, заключается в значительном содержании оливина. Для характеристики этой разновидности габбровых пород приведем описание обр. 420.

Структура породы габбровая. Важнейшие породообразующие минералы не обладают заметно выраженным идиоморфизмом; они образуют зерна неправильной формы, в общем равномерно рассеянные в породе.

Полевой шпат представлен двойниковым плагиоклазом, совершенно свежим. Результаты измерения его на столике Федорова приведены в табл. 13.

ТАБЛИЦА 13

Константы двойникового плагиоклаза оливнивого габбро

№ шлифа	Погасание └ M	Проекция двойниковой оси			2V
		Ng	Np	Nm	
420	30°	30°	65°	65°	+ 80°

По всем этим данным плагиоклаз отвечает лабрадору № 57. Пироксен серовато-зеленоватый, разбит отчетливо выраженной сетью трещин спайности, пересекающихся под $\angle$ около 87°. По углу погасания ($cNg=42^\circ$, $Ng-Np=0.024$) и углу оптических осей ($2V=+60$) он определяется как диаллаг. Роль диаллага как породообразующего минерала весьма значительна. Сохранность диаллага хорошая.

Оливин наблюдается в несколько меньшем количестве, чем пироксен, и обычно совместно с ним. Он отличается от пироксена, несколько более бледной окраской, отсутствием закономерно расположенных трещин спайности и высоким двупреломлением. Зерна его имеют иногда несколько округлые ограничения. Оптические константы оливина следующие: $2V=-82^\circ$; $Ng-Np=0.035$. По ним он может быть отнесен к ряду оливинов, несколько обогащенных фаялитовой молекулой. Вторичным изменениям оливин подвергнут крайне слабо, лишь по трещинам, да и то в очень слабой степени — наблюдается образование желтоватого минерала (серпентин); главная же масса оливиновых зерен совершенно прозрачна.

Из второстепенных минералов присутствуют обычные для габбровых пород исследуемого района коричневый титанит и бесцветный апатит. Оба относятся к первой фазе выделения, так как обладают идиоморфными очертаниями и содержатся в виде включений в главных породообразующих минералах. В сростании с диаллагом в незначительном количестве наблюдается зеленая роговая обманка, относящаяся к ряду обыкновенных.

Характерной особенностью породы является исключительная свежесть слагающих ее минералов и отсутствие каких-либо следов механических воздействий.

Габбро-нориты и нориты

Несколько более часто, чем оливнивые габбро, встречаются разновидности, содержащие на ряду с моноклинным пироксеном еще и ромбический или один ромбический пироксен. В структурном отношении они со-

ТАБЛИЦА 14

Состав плагиоклаза габбро-норитов

№ шлифов	Светопреломление	Погасание └ M	Проекция двойниковой оси			2V	Процентное содержание анортита	Закон двойникования
			Ng	Np	Nm			
163	Ng и Np > N к. б.	—	76°	90°	13°	+86°	32	Манебахский 3
163	» » » » »	—	75°	65°	32°	+86°	32	Карлсбадский 3
58	» » » » »	12°	72°	65°	32°	+86°	35	»
611	Ng—Np=1.543±0.001	—	—	—	—	—	—	»

вершенно не отличаются от описанных выше габбро, т. е. наиболее развитым типом структуры их является гипидиоморфнозернистый. Плагиоклаз этих пород, определенный точными методами в нескольких образцах, оказался сравнительно кислым. Приводим его константы (табл. 14).

В тех случаях, когда в породе, кроме ромбического пироксена, присутствует и моноклинный, он является диопсидом. Измерение констант диопсида приведено в табл. 15.

ТАБЛИЦА 15
Константы диопсида габбро-норитов

№ шлифов	2V	cNg	Ng — Np
158	60°	40°	—
163	60°	38°	0.029

На ряду с пироксенами спорадически наблюдается и зеленая роговая обманка. Она не играет сколько-нибудь существенной роли (количественно). Константы ее даны в табл. 16.

ТАБЛИЦА 16
Константы роговой обманки в габбровых породах

№ шлифа	Ng	Np	Ng — Np
61	1.698 ± 0.003	1.679 ± 0.003	0.019

Наиболее интересным минералом этих разновидностей габбровых пород является ромбический пироксен. Он обычно образует довольно крупные кристаллы и зерна, характеризующиеся слабым плеохроизмом и прямым угасанием. Особенностью данного пироксена является его значительное светопреломление, согласно которому он должен быть отнесен к ряду сильно железистых гиперстенов. Приводим константы этого минерала в табл. 17.

ТАБЛИЦА 17
Константы ромбического пироксена габбровых пород

№ шлифа	Ng	Np	Ng — Np
61	1.746 ± 0.003	1.730 ± 0.003	0.016

Эти константы, согласно диаграмме Генри (Henry), весьма точно совпадают с константами для железистого гиперстена, содержащего около 75% FeSiO_3 и 25% MgSiO_3 .

Ультраосновные породы

Породы, отвечающие по составу пироксенитам и перидотитам, наблюдались исключительно редко. Они найдены в главном поле развития диоритово-габбровых пород и представляют, по видимому, образования жильного типа. Макроскопически эти породы очень темного цвета, массивного сложения, тяжелые. Отмечены они всего лишь в двух пунктах — на левобережье р. Б. Бугульдейки, на гребне у самого ее устья, и в вершине пади Хыдыгей, выходящей в долину р. Анги немного ниже моста (Ольхонский тракт).

Ультраосновные породы имеют структуры, приближающиеся к гипидиоморфному типу. Они равномернозернисты, и зерна располагаются без какой-либо определенной ориентированности. Лишь иногда (шлиф 179) наблюдается тенденция к закономерному (параллельно одному направлению) расположению минералов.

Пироксениты сложены почти исключительно одним пироксеном и приближаются по составу к идеальным мономинеральным породам. В ничтожном количестве в них содержится зеленая роговая обманка (мелкие таблечки) и отдельные зерна коричневого титанита.

Пироксен характеризуется положительным знаком, небольшим углом оптических осей и погасанием $cNg=42^\circ$.

Роговая обманка относится к ряду обыкновенных. Породы эти совершенно свежие, катаклаза в них незаметно.

В перидотитах минералогический состав не отвечает нормальному составу этих пород. Так, в обр. 179 наряду с оливином и моноклинным пироксеном ($cNg=35^\circ$) имеется также значительное количество роговой обманки и шпинели.

Роговую обманку в данном случае нельзя рассматривать как вторичное образование, потому что она не волокниста, образует хорошие кристаллы и, кроме того, имеющийся в породе оливин не несет никаких признаков вторичных изменений.

В шлифе роговая обманка бесцветна, со слабо выраженной призматической спайностью, свойственной роговым обманкам с малым углом угасания.

Приводим ее константы в табл. 18.

ТАБЛИЦА 18
Константы роговой обманки перидотитов.

№ шлифа	2V	cNg	Ng	Np	Ng — Np
179	-86°	12°	1.650 ± 0.003	1.630 ± 0.003	0.020

Согласно Ларсену, роговая обманка с такими константами отвечает актинолиту.

Присутствующий в значительном количестве в породе оливин, как уже отмечалось, совершенно свеж. Он образует бесцветные кристаллы неправильной формы, иногда с тенденцией к закруглению, и рассеян в породе в общем довольно равномерно. Константы оливина приведены в табл. 19.

Указанные константы заставляют отнести данный оливин к ряду магнезиальных оливинов.

Присутствующая в породе шпинель окрашена в интенсивно зеленый цвет. Она образует мелкие кристаллы, включенные в другие минералы,

Константы оливина перидотитов

№ шлифа	2V	Ng	Np	Ng — Np
179	+ 38°	1.716±0.006	1.681±0.003	0.035

- и редко имеет правильную форму. По показателю преломления $N=1.81 \pm 0.01$ и яркозеленой окраске она может быть определена как герцинит.

Исключительная свежесть породы и ее несколько необычный состав наводят на сомнения относительно ее изверженного происхождения. Вполне возможно допустить, что данная порода представляет метаморфическое образование, тем более что условия ее залегания остались неясными.

Монцитониты

Переходные породы типа габбро-сиенитов незначительно развиты в исследуемом районе. Они являются, повидимому, не самостоятельными образованиями, а возникали, вероятно, за счет обогащения калиевым полевым шпатом габбровых пород при воздействии на них молодых гранитоидов. Породы переходного типа встречены по правобережью пади Крестовой, на гребне близ ее устья, и по правому берегу среднего отрезка сухой долины Хыдыгея. В обоих случаях монцитониты залегают в непосредственном соседстве с более молодой группой пород — гранитоидами, что и наводит на мысль об их контактовом происхождении.

Структурно эти породы совсем не отличаются от развитых здесь же габбро и габбро-диоритов. Характерен гипидиоморфнозернистый тип структуры при средней величине зерна главных породообразующих минералов. Эти последние представлены главным образом плагиоклазом и пироксеном. В подчиненном количестве наблюдается калиевый полевой шпат, роговая обманка и биотит. В некоторых образцах (обр. 47) пироксен отсутствует, а из цветных минералов представлены только роговая обманка и биотит. Из второстепенных примесей обычны апатит, титанит и рудные минералы.

Плагиоклаз, как и в габбро, несколько варьирует по составу. Константы плагиоклаза приведены в табл. 20.

ТАБЛИЦА 20

Константы плагиоклаза монцитонитов

№ шлифов	Светопреломление	Погасание ⊥ M	Проекция двойниковой оси			2V	Процентное содержание анортита	Закон двойникования
			Ng	Np	Nm			
47	Ng и Np > N к. б.	22°	18°	85°	73°	+84°	40	Альбитовый
409	» » » » »	—	65°	30°	60°	+80°	53	Карлсбадский
410	» » » » »	—	70°	50°	47°	+84°	45	»

Калиевый полевой шпат наблюдается в очень незначительных количествах. Он представлен главным образом решетчатым микроклином,

но иногда и не имеет двойников. Для него обычна табличатая форма зерен, реже он образует неправильные выделения между другими породообразующими минералами. Нередко на границе его с плагиоклазом наблюдается мирмекит в виде тонкой пограничной каймы, чаще же в форме бугристых образований, вдающихся в глубь калишпата.

Цветной минерал — пироксен — преимущественно образует изолированные крупные неправильные кристаллы. Иногда он наблюдается в сростании с компактной роговой обманкой, относящейся к ряду обыкновенных. Как правило, пироксен свеж; в шлифе характеризуется серовато-зеленоватой окраской.

Константы пироксена даны в табл. 21.

ТАБЛИЦА 21
Константы пироксена монцонитов

№ шлифов	2V	cNg	Ng — Np
409	+ 60°	42°	0.024
410	+ 60°	42°	0.024

По этим константам пироксен должен быть отнесен к диаллагу.

Наблюдаемые в подчиненном количестве роговая обманка и биотит по оптическим показателям и форме выделений ничем не отличаются от аналогичных минералов габбро и диоритов исследуемого района. Для роговой обманки мы имеем в шлифе 47: 2V = -80°; cNg = 15°.

Для иллюстрации химического состава описываемых переходных пород приводим в табл. 22 анализ обр. 47.

ТАБЛИЦА 22
Химический состав переходных пород

Окислы	Обр. 47	
	Вес. %	Мол. число
SiO ₂	47.48	0.791
TiO ₂	1.90	0.024
Al ₂ O ₃	22.50	0.221
Fe ₂ O ₃	5.33	0.033
FeO	5.67	0.079
MnO	—	—
MgO	3.72	0.092
CaO	6.66	0.120
BaQ	—	—
Na ₂ O	3.52	0.056
K ₂ O	1.52	0.016
H ₂ O при 110°	0.31	—
Потери при прокаливании	1.62	—
Σ	100.23	—

Аналитик Молева

Магматическая формула по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу:

$$1.43\overline{\text{RO}} \cdot \text{R}_2\text{O}_3 \cdot 3.2\text{SiO}_2; \text{R}_2\text{O}:\text{RO} = 1:4; \alpha = 1.44.$$

Отвечая по содержанию кремнекислоты и коэффициенту кислотности — габбро, данная порода отличается от последнего сравнительно небольшим содержанием щелочных земель. Все это находит свое выражение в том, что коэффициент при RO в два раза меньше, чем у нормальных габбро. С другой стороны, мы имеем в данной породе значительное количество окиси калия, обуславливающей появление калиевого полевого шпата. В общем по химизму порода не отвечает ни одному семейству изверженных пород в чистом их виде, а занимает промежуточное положение между габбро и сиенитами. Это, как мы уже убедились, следует и из изучения ее минералогического состава.

Можно отметить, что для монцонитов зафиксированы отчетливые проявления катаклаза. Они выражаются (особенно в шлифе 415) в резком изогнутости двойниковых индивидуумов плагиоклаза, трещиноватости, сопровождаемой иногда микросдвигами и частичным раздроблением породы.

Полевошпатовые амфиболиты

Рассланцованные роговообманково-плагиоклазовые породы типа амфиболитов наблюдались в различных местах исследуемого района: в окрестностях улусов Крестового, Харасатого, Долон-Богота и других местах. Это темные, зелено-серые, иногда почти черные породы, всегда с отчетливой сланцеватой структурой. Если в одних случаях не возникает никаких сомнений относительно изверженного характера амфиболита (секущие, маломощные жилы), то в других генезис этих пород может быть существенно иным. Именно — некоторые разности полевошпатовых амфиболитов являются, по видимому, кристаллическими пара-сланцами.

Микроскопически полевошпатовые амфиболиты часто характеризуются гломеробластическим, ячеистым или гнейсовидным типом структур. Нередко роговая обманка, содержащаяся в их составе, образует крупные неправильные по форме контуры выделения, включающие большое количество различно ориентированных плагиоклазовых зерен.

По составу роговая обманка относится к ряду обыкновенных: $cNg = 21^\circ$; $2V = -84^\circ$; $Ng - Np = 0.022$. Плеохроизм ее обычный: по Ng темно-зеленый и по Np зеленовато-желтый. Впрочем, в одном случае (шлиф 155) встречена своеобразная разновидность роговой обманки со следующими константами (табл. 23).

ТАБЛИЦА 23
Константы роговой обманки переходных пород

№. шлифа	2V	cNg	Ng — Np
155	+ 60°	18—20°	0.016

Ближе всего по этим оптическим данным роговая обманка приближается к перситу.

Плагиоклаз амфиболитов колеблется по составу от андезина до лабрадора, но в единичных случаях наблюдается и почти чистый анортит. Так, измерения на столике Федорова плагиоклаза обр. 155 дали следующие результаты (табл. 24).

ТАБЛИЦА 24
Константы плагноклаза амфиболитов

№ шлифа	Погасание ⊥ M	Проекция двойниковой оси			2V
		Ng	Np	Nm	
155	60°	50°	56°	58°	—84°

Приведенные константы отвечают плагноклазу № 90. Обычно плагноклазы полевошпатовых амфиболитов, как впрочем и сами эти породы, отличаются большой свежестью.

В качестве примесей в амфиболитах часто встречаются титанит, апатит и рудные минералы. Спорадически присутствует эпидот.

Для более ясного представления о природе встреченных полевошпатовых амфиболитов в табл. 25 приведен анализ обр. 156.

ТАБЛИЦА 25
Химический состав полевошпатовых амфиболитов

О к и с л ы	Обр. 156	
	Вес. %	Мол. число
SiO ₂	39.80	0.663
TiO ₂	3.30	0.041
Al ₂ O ₃	14.29	0.140
Fe ₂ O ₃	6.63	0.041
FeO	4.82	0.067
MnO	0.15	0.002
MgO	7.26	0.181
CaO	22.10	0.394
BaO	—	—
Na ₂ O	0.54	0.009
K ₂ O	0.11	0.001
H ₂ O при 110°	0.14	—
Потери при прокаливании	1.10	—
Σ	100.14	—

Аналитик Молева

Магматическая формула по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу:

$$3.61\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 3.9SiO_2; R_2O:RO = 1:64; \alpha = 1.18.$$

На основании магматической формулы и коэффициентов данную породу можно отнести к группе ультращелочноземельных габбро. Однако, изучая более внимательно данные анализа, мы обнаруживаем ряд несоответствий, не позволяющих безоговорочно связывать происхождение этой породы с магмой. Прежде всего поражает громадное содержание кальция и титана на ряду с почти полным отсутствием щелочей. Кроме того в породе наблюдается очень незначительное количество кремнекислоты, резкое преобладание кальция над магнием и окисного железа над закисным.

Все это не вяжется с соотношениями главнейших пороодообразующих окислов, типичными для глубинных ультращелочноземельных пород. Поэтому возникает сомнение в изверженном происхождении данной породы. Учитывая условия ее залегания (совместно с роговиковыми сланцами и вблизи молодых гранитоидов), вполне возможно допустить первоначальную осадочную природу данного полевошпатового амфиболита и отнести его, таким образом, к пара-сланцам. Вероятней всего связывать возникновение этой породы с контактовым воздействием молодых гранитоидов на мергелистые известняки.

В заключение главы, посвященной породам габбро-диоритового ряда, и отчасти в дополнение к первой общей главе об этих породах необходимо сделать несколько замечаний. Во-первых, не все породы, описанные нами в этой главе, безоговорочно могут быть отнесены к категории изверженных. Некоторые из представителей габбро-диоритовой группы, характеристика которых включена по формальным петрографическим признакам в изложенный выше раздел, повидимому, являются пара-образованиями, что отмечалось нами при частных описаниях. К таким породам относятся некоторые полевошпатовые амфиболиты, а также отдельные представители ультраосновного типа. Указанные породы рациональнее всего, повидимому, рассматривать как метаморфические образования, происшедшие за счет изменения осадочных пород, главным образом карбонатных. В связи с этим интересно отметить большую свежесть пород такого сомнительского происхождения своеобразие их структуры, порой ясно бластического типа, отсутствие в этих породах, как правило, явлений катаклаза. Все это вместе взятое также говорит о том, что генезис этих пород связан с сравнительно молодым процессом перекристаллизации под давлением, вероятно, осадочного исходного материала. О том же свидетельствуют и результаты химических анализов (например, анализ обр. 156).

Изложенные обстоятельства говорят о том, что в той или иной степени были правы те исследователи, которые связывали образование некоторых основных пород по Кругобайкальской жел. дор. и в Забайкалье именно с процессом метаморфизма и частичного переплавления первоначально-осадочных пород. Наши данные показывают, что и для западного Прибайкалья вышеприведенные соображения, возможно, также могут иметь приложение.

Несмотря на очень хорошую степень обнаженности, исчерпывающе разобраться в поле во взаимоотношении сомнительных по генезису основных пород и пород безусловно изверженных представляет довольно сложную задачу, потому что макроскопически те и другие в большинстве случаев не отличимы друг от друга. Это обстоятельство налагает известную условность на приводимые нами генетические соображения.

Следует также отметить, что многочисленные типы пород габбро-диоритовой формации, в отношении изверженного генезиса которых не возникает никаких сомнений, иллюстрируют не только вариационные типы, обособившиеся в процессе кристаллизации массива. Некоторые из них, по крайней мере, представляют собой продукт последующего изменения первичного облика под влиянием процессов метаморфизма как контактового, так и дислокационного типа. Другими словами, все многообразие разновидностей, в сумме своей определяющих облик габбро-диоритовой формации, представляется результатом не только дифференциационных и ассимиляционных процессов, имевших место в момент внедрения данных интрузий, но и несет печать наложенных позже явлений разнотипного метаморфизма.

Гранитоиды (γ_1)

Группа молодых кислых пород, характеризующихся достаточным разнообразием, развита главным образом в пределах распространения пород габбро-диоритовой формации.

Все представители молодых проявлений кислой магмы образуют обычно жильные тела, вытянутые в одном направлении и имеющие в плане контуры узких линз. Жилы гранитоидов ориентированы главным образом параллельно характерному общему северо-восточному простиранию пород прибрежной полосы и в силу этого с полным правом могут быть отнесены к категории жильных образований согласного типа. Впрочем, немало также случаев, когда эти жилы ориентированы совершенно незакономерно и имеют явно секущий характер по отношению к вмещающим породам.

Жилы гранитоидов секут и древние граниты и породы различных свит архея, массивные диориты и связанные с ними основные породы. Зальбанды жил, ясные и резкие, нередко характеризуются прямолинейными очертаниями. Мощность жил варьирует в значительных пределах от десятков сантиметров до сотен метров. По простиранию они протягиваются на весьма разнообразные расстояния — от десятков метров до нескольких километров. Жильные гранитоиды настолько обильны в прибрежной полосе, что изобразить на карте их распространение в пределах взятого масштаба не представляется возможным. Каждый маршрут, проведенный хотя бы в полукилометре от довольно детально и хорошо изученного направления, особенно на гривах в прибрежной полосе, обнаруживает иногда десятки новых жильных тел. Это обстоятельство, в связи с характером тематического задания, не позволяло дать на карте все обилие жильного комплекса гранитоидов — объекта, заслуживающего, может быть, совершенно специального изучения.

Макроскопически гранитоиды представлены свежими, то почти белыми, то розоватыми или желтоватыми породами. Крупность зерна в подавляющем большинстве случаев средняя. Мелко- и крупнозернистые разновидности встречаются не часто. Исключение составляют пегматитовые жилы, в которых размеры индивидуумов кварца и полевого шпата варьируют в очень широких пределах (от долей сантиметра до метра и более). Особенно поразительными, в частности, оказываются громадные размеры кристаллов кварца и полевого шпата в карьере у улуса Нарын-Хунта, где эти минералы добываются для стекло-фарфоровой Тальцинской фабрики.

В текстурном отношении гранитоиды дают ряд разновидностей. Преобладают массивные текстуры. Есть разновидности порфировидные, гигантопегматитовые, сланцевые и гнейсовидные. Особенно интересны эти последние. Взятые вне геологической обстановки, они с формально петрографической точки зрения являются типичными гнейсами — типа орто-гнейсов гранитного состава. Однако изучение условий их залегания показывает, что эти породы представляют собой не что иное, как жилы, секущие иногда совершенно неразгнейсованные изверженные породы, в частности диориты. Получается, таким образом, своеобразное впечатление тонких «гнейсовых» жил, секущих массивные породы в разнообразных направлениях. Вероятно, именно эти породы и давали предыдущим исследователям повод говорить о наличии в районе типичных гнейсов.

Причина резкой гнейсовидности данных пород, вероятно, обусловлена внедрением и кристаллизацией определенной генерации гранитоидов под длительным боковым давлением. Быть может, кристаллизация шла даже в процессе продвижения магмы.

Возраст всего комплекса молодых гранитоидов определяется следующим образом: они явно моложе архейских гранитов и метаморфических

пород, а также интрузий габбро-диоритовой формации. Верхняя, возрастная граница гранитоидов устанавливается присутствием некоторых представителей их в гальке конгломератов ушаковской свиты нижнего кембрия. Таким образом, будучи несколько моложе габбро-диоритов, гранитоиды появились, повидимому, в эпоху крупного перерыва, отделяющего ушаковскую свиту от трехчленного верхнего протерозоя, и, вероятно, связаны с одним из этапов складчатости этого последнего.

Переходим к краткой петрографической характеристике отдельных типов гранитоидов.

Граниты

В эту группу мы включаем все породы, отвечающие по количественному содержанию кварца, полевого шпата и цветного минерала обычным гранитам, хотя по характеру цветного минерала, а также структурным особенностям они и принадлежат к различным видам. Выделяются следующие разновидности: граниты двуслюдяные, мусковитовые, биотитовые, роговообманковые, роговообманково-биотитовые, гнейсированные и милониты гранитов.

Структуры большинства относящихся сюда пород — гипидиоморфно-зернистые и гнейсовидные. Между этими крайними формами структур наблюдается ряд переходов. Очень часты также катакластические структуры. При сильном раздроблении материала они переходят в цементоподобные, когда сохранившиеся реликты как бы сцементированы бесструктурной мелкообломочной массой, в ряде случаев заметно перекристаллизованной. Сравнительно редки структуры порфировидные (с вкрапленниками полевых шпатов) и пойкилитовые.

Минералогический состав гранитов представлен в основном калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, кварцем и тем или иным цветным минералом (биотит, мусковит, роговая обманка) или их комбинацией. Существенной особенностью большинства разновидностей является значительное содержание плагиоклаза, что приближает их к адамеллитам.

В качестве примесей почти всегда наблюдаются титанит, апатит, рудные минералы и, реже, ортит и циркон. В эндоконтактных зонах некоторых гранитоидов встречены отдельные, редко рассеянные зерна граната. В ряде случаев в этих породах наблюдается флюорит, но этот минерал не является образованием первичного характера, а связан с позднейшими процессами, о чем говорит его исключительная приуроченность только к трещинкам и пустотам пород.

Породообразующие минералы обычно хорошей сохранности. Процессы вторичных изменений не отличаются интенсивностью и наиболее развиты только в тех разновидностях, которые подверглись катаклазу. Обычно они приводят к образованию чешуйчатого серицита за счет плагиоклазов, хлоритизации биотита и, иногда, к образованию эпидота. Часто наблюдаются кальцит и хлорит. В отдельных образцах замечается сагенизация биотита с одновременным осветлением этого минерала.

Калиевый полевой шпат гранитов представлен преимущественно решетчатым микроклином. Он образует неправильные табличатые зерна разнообразной величины; характерно почти полное отсутствие пертитовых вростков. Лишь изредка встречается калиевый полевой шпат, представленный микроклином-микропертитом. На границе микроклина с плагиоклазом часто наблюдается мирмецит; содержание этого последнего в отдельных образцах довольно значительно. Во всех случаях микроклин обнаруживает отрицательный оптический характер и имеет большой угол оптических осей. Многократные измерения этого последнего во многих образцах дали цифру, колеблющуюся в пределах от 82 до 88°.

В процессе механических воздействий микроклин обнаруживает меньшую стойкость по сравнению с плагиоклазом. Поэтому в образцах сильно катаклазированных, а тем более в милонитах, этот минерал целиком или почти целиком находится в составе раздробленной массы.

Плагиоклаз, как уже отмечено, играет существенную роль в составе молодых гранитов. По количественному значению он обычно близок к калиевому полевому шпату, а иногда и равен ему. Обычно плагиоклаз наблюдается в шлифах в виде табличеобразных или неправильных зерен, но иногда проявляет тенденцию к образованию более или менее идиоморфных, удлиненно призматических кристаллов. В этом последнем случае плагиоклаз отчетливо моложе калишпата, так как нередко своими концами вдаётся в глубь калишпатовых неделимых или даже целиком вырастает в них. Иногда индивидуумы плагиоклаза имеют овально удлиненную форму в связи с процессами последующих изменений, или с наращением вторичной каймы (частичная перекристаллизация), или же с явлениями катаклаза.

Строение плагиоклазов почти всегда двойниковое, полисинтетическое, причем наиболее распространен альбитовый закон двойникового. Есть разности гранитов, где двойниковое строение проявлено далеко не во всех зернах. Измерения констант плагиоклазов указывают на кислый состав (не выше олигоклаза), но зато в пределах этой части изоморфного ряда от альбита до олигоклаза мы имеем всех представителей. Поэтому наиболее важной константой для плагиоклазов является показатель преломления больший или меньший, чем показатель преломления канадского бальзама, и иногда равный ему. Точно так же углы угасания в симметричной зоне для плагиоклазов из различных образцов варьируют от $+2, +3^\circ$ до $-12, -14^\circ$.

Наиболее часто развиты олигоклазовые граниты, тогда как альбитовые разности встречаются исключительно редко. Эти последние уже приближаются по своему химизму к щелочным гранитам. При несколько большем содержании щелочей в них должен выделяться уже и щелочной цветной минерал. Такие щелочные разности гранитов мы действительно наблюдаем, но о них скажем несколько ниже.

В процессе выветривания плагиоклазы изменяются главным образом в направлении серицитизации. Иногда, однако, серицит не образуется, а по плагиоклазу развивается непрозрачное пелитовое вещество, от чего поверхность кристаллов делается мутной и в простом свете окрашена в сероватый цвет. Изредка наблюдаются также новообразования очень мелких кристалликов доизита, обычно группирующихся кучками в центральных частях плагиоклазовых неделимых.

Мусковит присутствует обычно в незначительных количествах. В гипидиоморфнозернистых разностях он образует широкие таблички с неровными зазубренными контурами, лежащие или изолированно друг от друга или мелкими группками. В рассланцованных гранитах он образует чаще всего удлиненные пластинки, расположенные параллельно направлению общей сланцеватости. В шлифе мусковит бесцветен и имеет высокое двупреломление. В двуслюдяных разностях он нередко находится в сростании с биотитом.

Биотит так же, как и мусковит, наблюдается в весьма ограниченном количестве. Форма его выделений аналогична мусковиту. Биотит часто хлоритизирован; он приобретает при этом отчетливую зеленую окраску, плеохроизм его ослабевает, равным образом уменьшается двупреломление. В свежем виде биотит темнокоричневый; абсорбция по Ng полная; интерференционная окраска яркая ирризирующая. При хлоритизации биотита почти всегда наблюдаются выделения черных, непрозрачных рудных окислов. В некоторых разновидностях, как уже упоминалось, в биотите на-

блюдается частая сетка сагенита, а сам биотит имеет светлый желтоватый цвет и почти не плеохроичен.

В биотитовых разностях гранита, подвергшихся интенсивному катаклазу, биотит нередко образует своеобразные формы выделения. В таких случаях он наблюдается в виде мелких пластинок, располагающихся то цепочными оторочками вокруг нераздробленных участков породы, то длинными узловатыми лентами, ориентированными перпендикулярно давлению. Отдельные индивидуумы биотита нередко сильно изогнуты и имеют волнистое угасание.

Роговая обманка в гранитах присутствует в виде неправильных зерен, лежащих обычно изолированно друг от друга, но иногда группирующихся кучками. В шлифе она окрашена в интенсивно зеленый цвет и характеризуется резким плеохроизмом. По оптическим константам: $2V = -82, -84^\circ$; $cNg = 12-20^\circ$, роговая обманка относится к ряду обыкновенных. Она почти всегда свежая, компактная, имеет отчетливо выраженную спайность по призмам, иногда характеризуется наличием двойников. Изредка наблюдается хлоритизация и еще реже эпидотизация роговой обманки. Разности гранитов, содержащие в качестве цветного минерала исключительно роговую обманку, встречаются сравнительно редко. Обычно она наблюдается совместно с биотитом.

Кварц, представляя собой последнюю фазу кристаллизации, имеет форму неправильных выделений. Очень часто он обладает волнистым угасанием и трещиноватостью — вследствие испытанных породой динамических воздействий, но в ряде случаев можно наблюдать граниты, где кварц не имеет абсолютно никаких признаков деформаций, как и сопутствующие ему в этих разновидностях другие минералы. Подобные разновидности с полным отсутствием признаков катаклаза в группе молодых гранитоидов довольно распространены.

В разностях, по текстурным и структурным особенностям отвечающих гнейсам, кварц имеет резко выраженный бластический облик. Бласты его имеют зазубренные контуры, удлинены по сланцеватости и нередко соединяются вместе, образуя линзовидные или полосовидные скопления. Бластический кварц имеет волнистое угасание и нередко трещиноват.

Наблюдается также кварц и в качестве минерала, залечивающего трещины в гранитах. Природа его здесь бывает двойного рода. В одних случаях, в особенности в милонитизированных разностях, выполняемые им трещинки захватывают все составные части породы, в том числе и кварц. Трещинки, следовательно, возникли уже после того, как порода полностью закристаллизовалась, а так как они выполнены кварцем, то этот последний безусловно является вторичным минералом. В ряде же образцов трещины, залеченные кварцем, располагаются исключительно в пределах полевошпатовых неделимых, а на границе с зернами кварца прекращаются. Несомненно, что здесь мы имеем дело с залечиванием в момент кристаллизации породы, точнее — в период выделения последней твердой фазы — кварца. Таким образом, здесь залечивающий кварц является минералом первичным, непосредственно связанным с самой магмой. Последний тип кварцевого залечивания интересен еще тем, что он указывает на существование механических напряжений в момент кристаллизации магмы. Поэтому сводить огульно все наблюдаемые в гранитах явления катаклаза только к более поздним динамическим воздействиям, чем момент кристаллизации магмы, было бы неправильно. Несомненно, что часть этих явлений возникла еще в момент формирования пород.

Акцессорные минералы — титанит и апатит — наблюдаются в молодых гранитах очень часто. Можно даже сказать, что они развиты повсеместно. Количественная роль титанита и апатита весьма незначительна, их не более 1—2%.

Титанит образует иногда хорошие кристаллы, но обычно наблюдается в виде неправильных зерен. В шлифе коричневатый, с точечно-ирризирующей интерференционной окраской. Апатит бесцветен, всегда в виде хорошо образованных мелких кристалликов, ассоциируется обычно с цветными минералами.

Довольно часто, но не всегда, наблюдаются рудные минералы, главным образом магнетит, иногда ильменит. Они представлены мелкими неправильными выделениями и лишь изредка образуют более или менее правильные кристаллы. Известная часть рудных минералов, несомненно, является вторичной, возникшей за счет биотита. Количественная роль этих минералов в общем ничтожна.

Исключительно редко наблюдался ортит — единичные буро-коричневые зерна, с очень высоким преломлением, плеохроичные и относительно слабо интерферирующие.

Наконец, в некоторых образцах был отмечен гранат. Этот минерал, однако, не следует рассматривать как акцессорный. Он представляет контактовое образование, потому что найден лишь в тех разновидностях гранита, которые расположены в тесном соседстве с архейскими мраморами, и именно в образцах близ контакта. Количество граната во всех случаях небольшое — одно-два зерна на шлиф. В шлифе он бесцветен или слегка буроватый, реже розоватый; форма выделения — округлые зерна, иногда хорошо образованные кристаллы.

Характеристика минералогического состава молодых гранитных пород Приольхонского края была бы неполной, если бы вкратце не остановиться на количественных соотношениях важнейших породообразующих минералов. Прежде всего следует отметить, что, в отличие от архейских аляскистов, породы молодого гранитного комплекса характеризуются непостоянством количественных соотношений между главнейшими минералами. На ряду с разновидностями, отвечающими составу нормальных гранитов, еще более широким развитием пользуются разности существенно плагиоклазовые, адамеллитовые. При одновременном увеличении значения цветной составляющей такие породы постепенно переходят в гранодиориты. Фиксированы также разности пород, вовсе не содержащие калишпата, при незначительном количестве цветных минералов — плагиограниты. Наконец, был обнаружен ряд жильных тел, в которых кварц и плагиоклаз играли незначительную роль или вовсе отсутствовали, — граносиениты и сиениты. В общем можно сказать, что молодые кислые породы Приольхонья представляют собой разнообразные дериваты гранитной магмы. Однако следует иметь в виду, что преобладающей разновидностью являются плагиоклазовые граниты. Исходя из единства магмы, давшей начало молодому кислому жильному комплексу Приольхонья, можно думать, что она была существенно натровой и отвечала по составу адамеллитам; все прочие разности возникли или в результате частичной ассимиляции вмещающих пород, или обусловлены явлениями дифференциации, или, наконец, образовались в силу действия обоих указанных факторов.

Переходим к химической характеристике гранитов жильного комплекса.

В нашем распоряжении имеется всего два анализа этих пород (табл. 26). Один (обр. 6) отвечает биотитовому граниту, слагающему эндоконтактовую часть гранитной жилы в кристаллических известняках архея, и другой (обр. 436) — двуслюдяному граниту из мощного жилородобного тела на водоразделе между средним течением р. М. Бугульдейки и Байкалом.

Приведенные два анализа двух образцов, конечно, не отражают химического состава всего молодого гранитного комплекса. Этот комплекс, как мы убедились из рассмотрения его минералогического состава, довольно разнообразен. Все же имеющиеся данные позволяют сделать некоторые весьма существенные выводы. Прежде всего из анализов видно,

Химический состав гранитов жильного комплекса

О к и с л ы	Обр. 6		Обр. 436	
	Вес. %	Мол: число	Вес. %	Мол. число
SiO ₂	69.74	1.162	76.00	1.266
TiO ₂	0.14	0.001	нет	—
Al ₂ O ₃	17.63	0.173	13.89	0.136
Fe ₂ O ₃	0.57	0.004	0.50	0.003
FeO	0.44	0.006	0.14	0.003
MnO	0.02	—	следи	—
MgO	0.27	0.008	0.15	0.004
CaO	3.06	0.055	1.44	0.026
BaO	0.13	0.001	—	—
Na ₂ O	5.40	0.087	2.87	0.047
K ₂ O	2.28	0.024	4.63	0.049
H ₂ O при 110°	0.14	—	0.08	—
Потери при прокаливании	0.31	—	0.25	—
Σ	100.13	—	99.95	—
	Аналитик Смирнов		Аналитик Молева	

Магматические формулы по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу:

Обр. 6— $0.97\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 6.6SiO_2$; $R_2O:RO = 1.44:1$; $\alpha = 3.4$

» 436— $0.93\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 9.0SiO_2$; $R_2O:RO = 3:1$; $\alpha = 4.6$

что граниты содержат значительное количество окиси кальция — принципиальное отличие их от древних аляскитовых гранитов Приольхонья. С другой стороны, проанализированные граниты не прохожи друг на друга.

Обр. 6 характеризуется значительным преобладанием натрия над калием, тогда как в обр. 436 наблюдается обратное соотношение. Далее первый образец содержит значительно меньше кремнекислоты, чем второй, а в отношении глинозема наблюдается обратная картина. Все это вместе взятое обуславливает значительное расхождение магматических формул сравниваемых пород. Таким образом, на примере этих двух образцов совершенно отчетливо выясняется картина значительного разнообразия в химизме различных представителей жильного комплекса, что, впрочем, и следовало ожидать.

О причинах, обусловивших это разнообразие, мы уже говорили несколько выше.

Сознавая недостаточность материала для характеристики химизма гранитного жильного комплекса, попытаемся все же в самых общих чертах сравнить данные граниты с другими гранитами Прибайкалья, в частности с гранитами протерозойского возраста. Если сопоставить изучаемые граниты с нижнепротерозойскими Елохина мыса (11), то легко убедиться в резком отличии этих последних от гранитов Приольхонья. Граниты Елохина мыса, так же как и другие нижнепротерозойские граниты (11), являются представителями щелочноземельной ветви кислой магмы и характеризуются вследствие этого значительно большим, чем единица, коэффициентом при $\overline{RO}$. В нашем случае коэффициент при $\overline{RO}$ близок к единице (несколько меньше), и по этому признаку граниты должны быть отнесены к нормальным. Кроме того ряд специфических минералогических черт отличает сравниваемые породы друг от друга. В общем даже грубое срав-

нение определенно убеждает в отличии гранитов Приольхонья от гранитов нижнего протерозоя. Вместе с тем изучаемые граниты, как мы видели, не схожи и с древними алясками. Иными словами, породы молодого гранитного комплекса Приольхонья представляют собой самостоятельное образование. Все это находится в полном соответствии и с данными геологических наблюдений.

Щелочные граниты

Кислые породы щелочного характера были встречены в единственном месте, а именно в средней части пади Хыдыгей, где они образуют жиллоподобное тело вместе с целой серией других жильных разновидностей гранитоидов среди пород габбро-диоритовой формации.

Макроскопически щелочной гранит массивен, среднезернист, по окраске, как и по характеру распределения минералов ничем собственно не отличается от обычных гранитов. Структура — гипидиоморфнозернистая.

Первое, что бросается в глаза при микроскопическом исследовании породы, это исключительная свежесть слагающих ее минералов и полное отсутствие признаков какого бы то ни было катаклаза. Не обнаруживается ни малейших признаков волнистого тускания минералов. Вторая особенность породы — присутствие яркозеленого цветного минерала, резко отличного по своим оптическим показателям от распространенных в жильных гранитах роговых обманок. Более детальное микроскопическое исследование его показало, что мы имеем дело с щелочным минералом типа эгирин-авгита. Приводим его оптические константы в табл. 27.

ТАБЛИЦА 27
Константы эгирин-авгита

№ шлифа	2V	cNg	Ng	Np	Ng — Np
406	+ 85°	65°	1.736 ± 0.004	1.708 ± 0.002	0.028

Погасание cNg определено нанесением обеих плоскостей спайности на диаграмму. Плеохроизм по Ng — травянозеленый, по Np — светлозеленый.

По этим константам цветной минерал вполне укладывается в эгирин-авгитовый ряд и отвечает содержанию 25% эгирина. В сростании с эгиринитом наблюдается голубой глаукофан. Из полевых шпатов присутствуют решетчатый микроклин и плагиоклаз, причем последний — в значительном количестве. Он образует неправильные по форме полисинтетически двойниковые зерна. При измерении констант как коноскопическим методом, так и на столике Федорова, плагиоклаз оказался альбитом (табл. 28).

ТАБЛИЦА 28
Константы плагиоклаза щелочного гранита

№ шлифа	Погасание ⊥ M	Проекция двойниковой оси			2V	Содержание анортита в %	Закон двойникования
		Ng	Np	Nm			
406	— 14°	16°	88°	71°	+76°	4	Альбитовый

Кварц имеется в значительном количестве. Из второстепенных минералов присутствуют коричневатый титанит и бесцветный апатит.

Таким образом, на основании как качественного состава минералов, слагающих породу, так и их количественного соотношения мы с полным правом можем зачислить данную жильную разновидность в группу щелочных образований, точнее — отнести ее к эгирин-авгитовым гранитам. Эта разновидность является крайним типом, получившимся в результате обеднения гранитной магмы щелочными землями. Тенденция к этому была подмечена и на ряде других образцов, что мы уже отмечали выше. Поэтому данную породу отнюдь нельзя рассматривать изолированно, вне комплекса других кислых пород района. Она является проявлением той же магмы, но обогащенной щелочами в силу специфических причин.

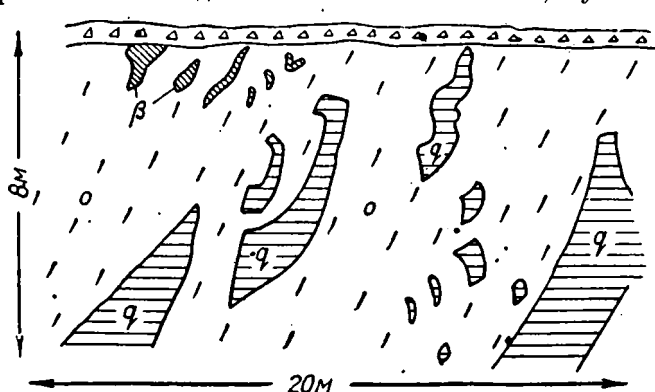
Аплиты, пегматиты и кварцевые жилы

Эти породы представляют собой типичные жильные отложения и залегают в виде тел различного размера, относящихся главным образом к типу секущих жильных образований.

Так же, как и все предыдущие представители комплекса молодых гранитоидов, породы рассматриваемой группы развиты исключительно в прибрежной полосе между Кунтинской долиной и побережьем Байкала. Пегматиты являются объектом промышленной эксплуатации. Аплиты и часть пегматитов мелкозернисты и обладают массивной текстурой. Большая часть пегматитов грубозерниста, некоторые из них сформированы неделимыми кварца и полевого шпата, достигающими гигантских размеров, о чем мы уже упоминали в начале настоящей главы.

Кварц слагает как многочисленные жилы, обычно очень незначительных размеров, вытянутые параллельно общему простиранию пород, так и секущие тела неправильных контуров, являющиеся иногда предметом добычи чистого минерала (гребень между нижним течением р. М. Бугульдейки и Байкалом). Кварцевые жилы рассеяны довольно часто, но очень неравномерно.

Аплиты характеризуются или панидиоморфной, или паналлотриоморфной структурой. Качественный минералогический состав их отвечает гранитам, но отличается от них чрезвычайно малым содержанием цветного минерала или полным его отсутствием. По характеру цветного минерала можно выделить аплиты биотитовые, мусковитовые и двуслюдяные.



Фиг. 9. Северная стенка карьера у улуса Нарын-Хунта.

β — окисления щелочной черной слюды; q — кварц; о — полевой шпат.

В аплитах нередко обнаруживается розоватый гранат; редко рассеянный в породе в виде мелких, хорошо ограненных зерен. Полевोшпатовая часть представлена микроклином и плагиоклазом, причем количественные соотношения их варьируют в довольно широких пределах. Плагиоклаз относится к ряду кислых, не выше № 20.

Пегматиты состоят преимущественно из калишпата и кварца, иногда находящихся целиком или частично в пегматитовом прорастании. Ка-

лишпат чаще всего двойниковый микроклин, иногда микроклин-микропертит; местами он лишен двойниковой решетки (фиг. 9). В некоторых разновидностях в состав пегматита входит плагиоклаз, всегда кислый. Количественная роль его меняется в различных пегматитовых телах довольно сильно. Есть разновидности, где полевой шпат представлен исключительно плагиоклазом.

По цветному минералу пегматиты можно разделить на мусковитовые, биотитовые и двуслюдяные. Размеры этих минералов достигают иногда очень большой величины (несколько см²), но они главным образом наблюдаются в виде редко рассеянных образований. Иногда слюда группируется небольшими гнездами. В крупных выделениях слюды пластинки сильно изогнуты и сматы.

В сравнительно редких жилах пегматита удавалось констатировать турмалин или гранат, или тот и другой вместе. Оба эти минерала наблюдались только в виде микроскопических выделений и редко в рассеянном состоянии. Турмалин — зеленовато-голубоватый, гранат — розовый.

Комплекс молодых гранитоидов, как выясняется по данным микроскопического и химического изучения этих пород, имеет в своем первоисточнике магму гранитного состава, давая ряд разновидностей.

Эта магма легко обособляется петрологически как от аляскитов архея, так и от щелочноземельной ветви гранитного семейства, столь характерного для нижнего протерозоя (11). Мы не находим аналогов комплекса молодых гранитоидов ни в архейских, ни в известных нам нижнепротерозойских гранитных интрузиях. В работе о Елохине мысе (11) нами была отмечена специфичность минералогического состава и химизма гранитов Константиновского прииска, описанных А. П. Герасимовым (21), и их заметная обособленность от гранитов нижнего протерозоя. Сравнивая константиновские граниты с нашими молодыми гранитоидами, мы видим значительное сходство не только в их обособленности от более древних интрузий, но даже и в некоторых деталях их химизма. Не загромождая статью излишними таблицами, отметим взаимную близость сравниваемых пород как по процентному содержанию окислов, так и по магматическим формулам.

Близость константиновских гранитов к нашим гранитоидам, повидимому, не случайна и не относится к категории фактов, имеющих только отвлеченный интерес. Может быть, здесь кроется указание на возраст золотоносности, имеющей в Байкальском нагорье региональное распространение и определяющей горно-экономическое значение области. Об этом, равно как и о слюдоносных пегматитах, мы будем говорить в главе, посвященной общей характеристике полезных ископаемых.

4. НИЖНИЙ И СРЕДНИЙ КЕМБРИЙ (См₁ и См₂)

Граувакково-конгломератовая свита, описанная многими исследователями Прибайкалья — Чекановским, Ижицким, Черским, В. Обручевым, Тетяевым и выделенная последним в виде ушаковской свиты в бассейне рр. Голоустной и Ушаковки, имеет обширное развитие в Бугульдейско-Ангинском районе.

Поле развития этой свиты располагается в северо-западной половине планшета в виде полосы северо-восточного простиранья, прослеженной по всему району. Ширина этой полосы довольно значительна и достигает 20—25 км. Состав ушаковской свиты однообразен. Преобладают мелко- и среднезернистые зеленовато-серые песчаники грауваккового типа. Песчаники тонко- и толсто плитчатые, иногда массивные, местами с ясно выраженной слоистостью, обусловленной чередованием тонких прослоек различной крупности зерна. Граувакковым песчаникам подчинены мел-

кие и грубые конгломераты, залегающие обычно в виде линз в песчаниках. Размеры линз варьируют в значительных пределах. Встречаются конгломератовые линзы мощностью в несколько сантиметров и выклинивающиеся по простиранию в обе стороны даже в небольших обнажениях, т. е. в пределах нескольких метров.

С другой стороны, местами (верховья р. Унгуры, левобережье р. Куртуна), в окрестностях одноименного поселка в граувакковой толще развиты мощные прослои грубых конгломератов внутриформационного характера. Прослои конгломератов, достигающие мощности 40 и более метров, обнаруживают ясную тенденцию к быстрому выклиниванию по про-



Фиг. 10. Граувакки и конгломераты ушаковской свиты нижнего кембрия. Окрестности д. Куртуна на р. Куртуне.

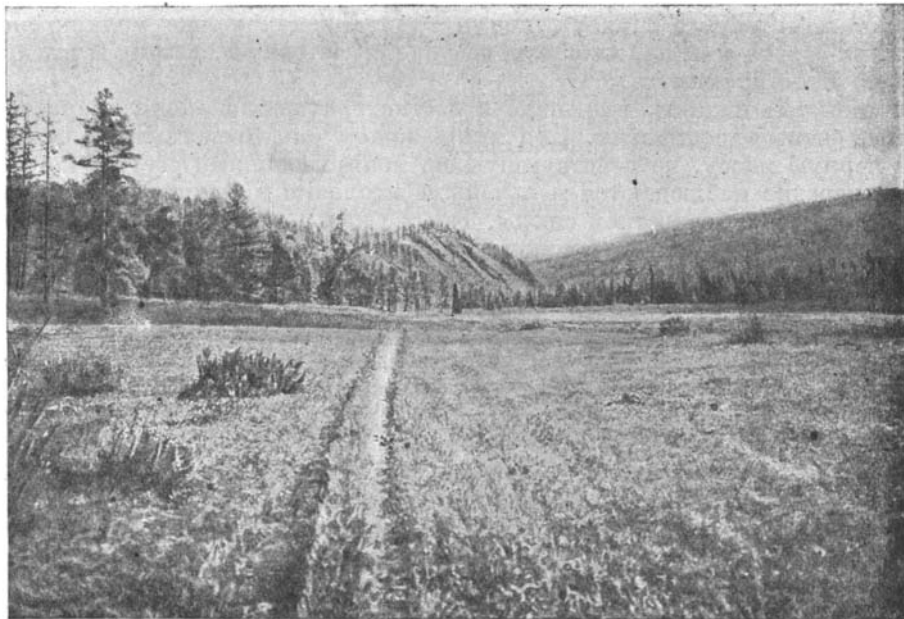
стиранию. Повидимому, конгломераты не приурочены к строго определенному горизонту граувакковой свиты, а занимают различные стратиграфические уровни внутри ее в виде отдельных, не выдержанных по простиранию горизонтов, опираться на которые при съемке невозможно.

Граувакковой свите подчинены также глинистые сланцы, наблюдавшиеся лишь в вершине р. Унгуры. Их стратиграфическое положение внутри граувакково-конгломератовой свиты не совсем ясно. Есть некоторые основания помещать их внутри нижней половины стратиграфической колонки свиты. Мощность горизонта глинистых сланцев сравнительно невелика и выражается в нескольких десятках метров (фиг. 10).

Микроскопически граувакки представляют неравномернозернистые породы, кластический материал которых сложен очень плохо окатанными угловатыми обломками разнообразных горных пород. Существенную роль в составе кластического материала играют кварц и разнообразные кварциты. Не менее широко представлены полевые шпаты (альбит) и в мень-

шем количестве калишпат (решетчатый микроклин). Характерной особенностью состава кластического материала граувакк является присутствие в нем иногда довольно значительных количеств компактной и уралитовой роговой обманки. Перечисленные минералы являются наиболее существенными составными частями данных пород. Кроме них, встречается еще ряд других минералов, играющих менее значительную роль. К числу таких постоянно присутствующих примесей относятся: апатит, титанит, эпидот, кальцит, гранат, слюды (мусковит и биотит) и турмалин.

Кроме того, в грубозернистых разностях и конгломератах имеются гальки и обломки размером от нескольких миллиметров до 10—15 см древних аляскитовых гранитов (в большом числе), разнообразных представителей молодого гранитного комплекса, пород габбро-диоритовой форма-



Фиг. 11. Долина р. Куртуна, выше Куртунских выселков. На заднем плане обнажения граувакк ушаковской свиты (нижний кембрий).

ции, разнообразных кварцитов, аркозов и кварцитовых сланцев голоустенского и архейского типов, гранатовых сланцев, филлитов, кристаллических известняков и рассланцованных кератофилов из голоустенской свиты. Другими словами, в составе галек и обломочного материала граувакк и граувакковых конгломератов мы имеем представителей всех главнейших пород как архейского, так и верхнепротерозойского комплексов. Бесспорный интерес представляет факт совершенного отсутствия экзотических пород, не наблюдавшихся в районе, указывающий на то, что область, размытая, давшего мощные накопления граувакково-конгломератовой свиты, была здесь же (фиг. 11).

Цемент граувакк обычно глинистый, реже известковистый или смешанный, контактового характера. В нем наблюдаются мелкие волокна зеленого хлорита, иногда чешуйки серицита, реже вторичный кварц, но в общем он почти не метаморфизован. Равным образом абсолютно отсутствуют явления перекристаллизации и для кластического материала.

Очень редко в порах и по трещинкам граувакк образуется радиально-лучистый бесцветный минерал, который при более близком микроскопи-

ческом исследовании определяется как пренит. Константы этого минерала приведены в табл. 29.

ТАБЛИЦА 29
Константы пренита

№ шли- фов	2V	Ng	Np	Ng — Np
270	+64°	1.640±0.001	1.615±0.002	0.025
391	+62°	1.638±0.003	1.612±0.003	0.026

Погасание прямое.

Отмечены случаи присутствия в граувакковой толще мелких линз молочно-белого кварца, иногда образующих четочную систему и вытянутых по простиранию.

Глинистые сланцы, входящие в состав граувакково-конгломератовой свиты, очень однообразны. Под микроскопом они представляют темную или черную массу, не действующую на поляризованный свет, в которой лишь изредка наблюдаются мельчайшие иголки и чешуйки сильно интерферирующей бесцветной слюды. Так же как и в граувакках, в них совершенно отсутствуют явления метаморфизма.

Переходя к выяснению вопроса о возрасте ушаковской свиты, отметим прежде всего известный в литературе факт ее широкого развития в западном Прибайкалье. К югу от нашего района, в бассейне р. Голоустной и на водоразделе рр. Ушаковка — Голоустная, граувакково-конгломератовая свита изучалась Тетяевым (20), который именно здесь и выделил граувакки и конгломераты как самостоятельную свиту, присвоив ей наименование ушаковской. В районе работ Тетяева ушаковская свита представлена грубозернистыми, слюдистыми, зелеными с красноватыми прослоями песчаниками и конгломератами, имеющими, повидимому, линзовидное распространение. Свите подчинен характерный горизонт черных аспидных сланцев в несколько десятков метров мощности. Таким образом, ушаковская свита Тетяева вполне сравнима с нашей граувакково-конгломератовой свитой как по положению в нормальном разрезе (выше качергатской свиты), так и по литологическому составу. В исследуемом районе нет только красноватых разностей песчаников.

Вначале Тетяев относил ушаковскую свиту к юре, однако вскоре этот вопрос им был пересмотрен, и свита нашла себе место в нормальном разрезе нижнего кембрия, где она была помещена в верхней части стратиграфической колонки. По мнению Тетяева, никаких несогласий и перерывов внутри разреза нижнего кембрия нет. Равным образом нет оснований, по его мнению, устанавливать перерыв и несогласие между ушаковской свитой и толщей карбонатов среднего кембрия, лежащей непосредственно выше.

Граувакково-конгломератовая толща наблюдалась Чекановским и Черским и в Бугульдейско-Ангинском и в Голоустенском районах, причем Чекановский именовал эти породы плитковатыми и землистыми шальштейнами, объединяя их вместе с качергатскими филлитами и филлитами улунтуйской и голоустенской свит, о чем можно судить с достаточной ясностью, изучая геологическую карту Черского.

Черский (2, 3) также соединял граувакки с разновозрастными филлитами более древних свит в один ярус серовакковых сланцев и метаморфических песчаников, перемежающихся с глинистыми сланцами (ярус верхнего глинистого сланца силурийской системы).

В. А. Обручев (4, 5), изучавший свиту граувакк и конгломератов в верхнем течении р. Унгуры и на р. Сарме, пришел к тому выводу, что эта свита является базальной свитой нижнего кембрия (непосредственные контакты с подстилающими породами им не наблюдались, равно как и всеми перечисленными выше исследователями), выше которой, повидимому, располагаются известняки среднего кембрия. Стратиграфия низов кембрия в верхнем течении р. Унгуры, по В. А. Обручеву, осложнялась тем обстоятельством, что наблюдения Чекановского и Черского в пункте слияния р. Ады и р. Унгуры говорили о наличии красноцветных пород, согласно подстилающих известняки. И. Д. Черский и В. А. Обручев, относя известняки к ярусу ленских верхних известняков, т. е. к среднему кембрию, видели в подстилающих их красноцветных породах аналогов мотских песчаников (схемы Черского). Таким образом, получался следующий стратиграфический разрез (сверху): ленские известняки (средний кембрий), под ними красноцветные мотские породы и ниже — граувакково-конгломератовая свита (названная М. М. Тетяевым ушаковской). Ниже приведен разрез, составленный по нашим наблюдениям.

На правом берегу р. Ады, несколько ниже пос. Ады, в ядре пологого антиклинала выходят (снизу):

- | | | |
|---|------------------|------|
| а) Красный брекчиевидный известняк с жеодами кальцита и натечками медной зелени | Мощность | 1 м |
| б) Розовый известняк мелкозернистый, толсто- и тонкоплитчатый, в отдельных прослоях мергелистый. Этот известняк чередуется с не мощными пачками 10—20 см брекчиевидных разностей тех же пород. Мощ- | | |
| ность | | 2 » |
| в) Пропуск по стратиграфической вертикали (осыпь) | Мощность | 30 » |
| г) Красный песчанистый известняк, плитчатый, с зелеными пятнами на плоскостях напластования; поверхности напластования отдельных слоев иногда неровные, бугристо-плотчатые | Мощность | 20 » |
| д) Коричневатый брекчиевидный известняк мелко- и неравномернозернистый | Мощность | 2 » |
| е) Пропуск по стратиграфической вертикали (осыпь) | Мощность | 20 » |
| ж) Красные известковистые песчаники неравномернозернистые. Мощ- | | |
| ность | | 3 » |
| з) Светлые толстоплитчатые известняки с прослоями брекчиевидных разностей, пронизанные многочисленными неправильноветвящимися прожилками кальцита | Видимая мощность | 20 » |

Все слои пластуются согласно. Падение NW 315°, $\angle$ 20°.

На гребне водораздела между долинами рр. Ады, Унгуры и Сухой падью, выходящей в долину Ады против поселка (повидимому, Устинова падь Чекановского), выходит элювиальная россыпь темносерых плитчатых неравномернозернистых известняков. В верхней части гребня располагаются коренные выходы аналогичных пород (сверху):

- а) Известняки темносерые плитчатые, местами окремненные с не мощными выклинивающимися прослойками красноватых брекчиевидных известняков с натечками окислов железа и многочисленными прожилками кальцита. Среди известняков имеется пласт около метра мощности темносерого известковистого мелкозернистого песчаника. Выделяются хорошо очерченные прослои (до полу-метра мощности) темносерых известняков, иногда мергелистых, с мелкими чешуйками мусковита, переполненных крупными водорослями. Последние, по определению В. П. Маслова, представлены родами *Conophyton lituus* M a s l. и *Collenia buriatica* M a s l.

Отдельные горизонты внутри известняков, в частности водорослевые, имеют неправильную бугристую поверхность напластования. В основании разреза в известняках наблюдаются тонкие (до 5 см) прослои серых известковистых сланцев.

Видимая мощность всего описываемого разреза около 14 м.

б) Стратиграфически ниже, а по гребню около 50 м выше, располагаются мелкие коренные выходы тонкослоистых лиловых мергелей и темносерых известняков, видимо чередующихся друг с другом.

Падение всех слоев NW 300°, $\angle$ 50—65°.

Полевые наблюдения, следовательно, говорят о том, что близ устья р. Ады из-под известняков с *Conophyton lituus* Masl. и *Collenia buriatica* Masl. выходит верхняя красноцветная толща, вскрытая эрозией, часть которой характеризуется мощностью в десятки метров.

На р. Унгуре, выше устья р. Ады, контакт между водорослевыми известняками и подстилающими красноцветными породами с граувакково-конгломератовой ушаковской свитой нигде не виден.

Поиски контакта на гребне междуречья, близ слияния р. Ады с р. Унгугой обнаружили несколько коренных выходов водорослевых известняков и красноцветных песчаников в нижней части гребня. На самом водоразделе располагаются лишь россыпи элювиального типа, где на ряду с водорослевыми известняками и красноцветными песчаниками встречаются также и граувакки. Вопрос о взаимоотношении ушаковской свиты с известняками с *Conophyton lituus* Masl. и *Collenia buriatica* Masl. и красноцветными породами мотского типа остался точно не выясненным. Повидимому, эти последние залегают стратиграфически выше ушаковской свиты. Выше по р. Унгуре, как это было впервые описано Обручевым (4, 5), развиты только породы ушаковской свиты. В самой вершине р. Унгуры, собственно уже в пределах перевальной сквозной долины между Унгугой и Успаном, нет никаких следов присутствия граувакк и их конгломератов. У подошвы западного склона перевальной долины появляются крупные глыбы темных улунтуйских карбонатов, переполненных водорослями *Collenia baicalica*.

Благодаря интенсивной складчатости ушаковской свиты и отсутствию вскрытых контактов в этом участке района, трудно утверждать что-либо определенное относительно стратиграфического взаимоотношения упомянутых свит, но общее впечатление таково, что ушаковские граувакки располагаются выше известняков с *Collenia baicalica*. В подтверждение сказанному отметим факт нахождения в грубых конгломератах ушаковской свиты в верховьях р. Унгуры крупных, совершенно не окатанных угловатых кусков темносерых вонючих известняков улунтуйского типа.

В окрестностях улуса Умбура на водоразделе между Гамарянской падью и р. Ангой наблюдалось, что широкое поле развития граувакк ушаковской свиты, тянущихся без перерыва от с. Косой Степи до Гамарянской пади, сменяется на левобережном гребне этой пади глыбовой россыпью элювиального типа крупных остроугольных плит и обломков красного аляскитового гранита архея. Далее и ближе к р. Анге появляются базальные слои голоустенской свиты, представленные в нижней части своеобразными конгломератами с валунами и галькой тех же древних гранитов. Здесь было получено указание на то, что граувакки могут залегать непосредственно на древнем архейском фундаменте, минуя весь протерозойский комплекс. Никаких оснований подозревать тектонический характер контакта граувакк с древними гранитами нет.

На юго-западе района, в долине р. Бугульдейки, точнее говоря в обнажениях ее левого берега, близ мельницы, стоящей между с. Косой Степью и улусом Алагуем, наблюдались следующие факты при движении вдоль правого коренного берега Бугульдейки вниз по реке: отдельные участки нижней части коренного склона сложены известняками улунтуйской свиты, местами заключающими характерные водоросли, средняя же и верхняя часть склона сложена граувакками, причем последние местами опускаются даже почти до уреза воды.

Если вспомнить теперь состав обломочного материала граувакк, в котором представлены все главнейшие представители не только архейского комплекса, но также осадочные и изверженные породы верхнего протерозоя, то общий характер залегания ушаковской граувакково-конгломера-

товой свиты делается совершенно ясным. Ушаковская свита, очевидно, залегает трансгрессивно на складчатом фундаменте верхнего протерозоя, местами денудированного, вплоть до полного уничтожения, в связи с чем ложем для граувакк служат иногда и древнейшие породы архея.

Таким образом, имеется ряд достаточно веских наблюдений, на основании которых мы можем утверждать более молодой возраст ушаковской свиты по отношению к трехчленному верхнему протерозою. Это согласуется с выводами всех прежних исследователей. Далее, мы должны констатировать крупный перерыв между ушаковской и качергатской свитами, что противоречит мнению Тетяева и подтверждает взгляды Обручева (12).

Нижняя возрастная граница граувакк определяется в настоящее время совершенно отчетливо. Иначе обстоит дело с вопросом о ее верхней границе, где имеются еще некоторые неясности. В. А. Обручев (12) помещал ушаковскую свиту под мотские красноцветные породы и ленские известняки. Наблюдения М. М. Тетяева в вершине рч. Ушаковки (20) не дали, повидимому, никаких прямых указаний на этот счет, хотя у него и нет сомнений относительно того, что ушаковская свита подстилает среднекембрийские карбонаты.

Отсутствие точного фактического материала наблюдений относительно взаимоотношений среднего кембрия с ушаковской свитой дает, казалось бы, самые широкие возможности в отношении оценки абсолютного возраста граувакково-конгломератовой свиты. В этом отношении прежние колебания Тетяева в оценке возраста ушаковской свиты и первоначальное отношение ее к юре очень симптоматичны. Однако вряд ли ушаковская свита может быть сопоставлена с юрой, о чем говорит полное отсутствие в ней каких бы то ни было растительных остатков. Кроме того, обнаруживается существенное литологическое различие между грубообломочными отложениями юры западного Прибайкалья и ушаковскими породами. Это отличие в основном определяется совершенным отсутствием в граувакково-конгломератовой свите Бугульдейского района галек кварцевых порфиров [типа кварцевых порфиров района Елохина мыса (11)], столь характерных и обильных в юрских конгломератах у истока р. Ангара и других известных пунктов их развития. Аркозный цемент юрских конгломератов также отличает юрские породы от граувакк.

Таким образом, нам кажется, что никаких оснований для отнесения ушаковских пород к юре нет. Особенно рискованно было бы относить граувакковую свиту к верхнему палеозою или к верхам нижнего палеозоя, для чего нет абсолютно никаких фактических данных и в пользу чего могли бы быть приведены лишь более или менее удачные соображения спекулятивного характера.

Повидимому, наиболее рациональной является прежняя точка зрения, которой придерживаются Обручев, Тетяев и др. (12), т. е., что ушаковские граувакки лежат под средним кембрием. Кроме того, вполне вероятно предположение В. А. Обручева о том, что между граувакково-конгломератовой свитой и карбонатными породами среднего кембрия залегают красноцветные породы р. Ады, аналоги красноцветных пород мотской свиты.

В качестве подтверждения взгляда на более низкое, чем средний кембрий, положение ушаковской свиты можно привести следующие соображения. В 1935 г. геологом И. И. Катушенком¹ в вершине р. Лены, близ устья пади Сохатиной, наблюдался контакт между безусловно среднекембрийскими породами и филлитами и аркозами верхнего протерозоя. Средний кембрий имеет в основании маломощные конгломераты с мелкой галькой черных кремней, залегающие с резким угловым несогласием на головах пластов пород верхнего протерозоя. Эти последние довольно сильно

¹ И. И. Катушенко — рукопись. Фонды ГИН АН.

метаморфизованы, тогда как в среднем кембрии, начиная от самых базальных его слоев, признаков интенсивного метаморфизма нет. Эти важные данные позволяют восполнить тот пробел в наблюдениях, который имелся у нас северней верховий р. Лены в районе Елохина мыса (11), где взаимоотношения среднекембрийских доломитов и более древних пород, в частности качергатских, остались невыясненными. В верховье р. Лены так же, как и в Елохинском районе, нет никаких признаков существования граувакковой свиты.

Установленный И. И. Катушенком крупный перерыв между средним кембрием и верхним протерозоем дает известное право подозревать, что ушаковская свита является, может быть, чисто местной, но очень характерной базальной свитой нижнего кембрия, на которой залегает мотская свита и толща карбонатов среднего кембрия (на юге Прибайкалья).

Можно предполагать, что ушаковская свита имеет очень ограниченное распространение, как это вообще характерно для отложений грауваккового типа, и что местами, как, например, в верховьях р. Лены, среднекембрийские карбонаты с мелкими конгломератами в основании залегают трансгрессивно и с угловым несогласием на более древних докембрийских породах.

В пользу предполагаемого стратиграфического положения ушаковской свиты говорит также еще одно обстоятельство, основанное на наблюдениях в Бугульдейско-Ангинском районе. Это — отсутствие пород карбонатного комплекса среднего кембрия и представителей характерного красноватого верхоленского яруса в обломочном материале граувакк. Этот последний, как мы видели выше, очень разнообразен и содержит все главнейшие породы архея, а также породы трех свит и молодых интрузий верхнего протерозоя, тогда как средние и верхнекембрийские породы, чрезвычайно широко распространенные к западу от исследуемого района (в пределах Иркутского амфитеатра), в нём отсутствуют.

Отнесение ушаковской свиты к низам нижнего кембрия кажется нам на основании имеющегося материала наиболее рациональным. Этой точки зрения мы и будем придерживаться в дальнейшем изложении, не считая, разумеется, этот вопрос окончательно решенным.

Сделанный нами вывод о наиболее рациональной точке зрения на стратиграфическое положение ушаковской свиты обязывает пересмотреть вновь стратиграфию подстилающих толщ со стороны их возрастной оценки. Заведомо зная теперь, что ушаковские породы лежат на глубоко денудированном фундаменте, сложенном археем и голоустенской, улунтуйской и качергатской свитами с сопровождающими их разнообразными изверженными породами, можно было бы поставить тот самый вопрос, который уже сравнительно давно был сформулирован В. А. Обручевым (12), что не рациональнее было бы видеть в ушаковской свите базальные слои кембрия (низы его), а качергатскую и нижележащие свиты вплоть до голоустенской относить к протерозою. Точка зрения В. А. Обручева получает солидную поддержку в новом фактическом материале.

Изучение геологии района Елохина мыса (11) показало, что голоустенская свита моложе верхней, так называемой зелено-лидовой свиты протерозоя, широко развитой в Байкальском нагорье и Олекмо-Витимской горной стране. Голоустенская свита отделена от зелено-лидовой очень крупным перерывом и резким несогласием. С эпохой складчатости голоустенской и обеих вышележащих свит связано начало построения структурного плана Прибайкалья, ориентированного в северо-восточном направлении. Этому плану подчинены не только структуры верхнего протерозоя, но также нижнего, среднего, верхнего кембрия и нижнего силура. Это обстоятельство сильно роднит историю развития области в различные ее моменты — от нижнего силура до голоустенской свиты включительно. Голоустенская, улунтуйская и качергатская свиты являются переходными

в возрастном отношении от протерозоя к нижнему палеозою. История развития структур трех перечисленных свит тесно связана с нижним палеозоем.

В настоящее время трудно было бы относить голоустенскую и две другие сопряженные с ней свиты к нижнему кембрию. Водоросли рода *Collenia*, встречающиеся, как мы видели, и в улунтуйской свите и в основании карбонатного комплекса среднего кембрия, повидимому, не имеют никакого руководящего значения. Рациональнее всего, на основе новых наблюдений и литературных данных, начинать разрез нижнего кембрия с ушаковской свиты, перекрываемой красноцветными мотскими породами, а выше — отложениями среднего кембрия и отделяемой крупным перерывом и несогласием от нижележащей качергатской свиты. Эту последнюю, равно как улунтуйскую и голоустенскую свиты, на основании имеющегося материала, целесообразнее всего рассматривать как самую верхнюю часть протерозоя. Зелено-лиловая свита района Елохина мыса, так же как и подстилающие ее кварцитовые сланцы протерозоя, представляют, повидимому, нижние свиты последнего, отделенные от верхнего протерозоя крупным перерывом и несогласием.

5. ТРЕТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ (Tr)

Отложения этого возраста сравнительно уже давно известны в исследуемом районе по литературным данным. Впервые они были найдены и описаны Б. Н. Артемьевым (7), проводившим небольшие разведочные работы на третичные угли. Третичные отложения нигде не наблюдались в коренном залегании. Признаки их развития локализованы лишь на очень незначительной площади. Они известны лишь в окрестностях улуса Умбура на левом берегу пади Оса, при впадении ее в р. Ангу. У левобережной части тальвега пади Оса, характеризующейся своеобразным мелкохолмистым рельефом, близко напоминающим оползневой ландшафт Поволжья, Артемьевым встречены были россыпи «щепкообразных кусков лигнитообразного угля, в большинстве случаев отчетливо сохранившего строение древесины».

Отдельные куски обугленной древесины включены в плотную серую углистую глину. Иногда в глинистой массе встречаются редкие гальки кварца, кварцита и гранита. Б. Н. Артемьевым приводятся результаты двух технических анализов угля и разрезы трех неглубоких разведочных канав. Он приходит к выводу, что факт нахождения обильной россыпи лигнитообразного угля говорит определенно за наличие недалеко коренных угленосных отложений. Полное сходство углей Умбуры с лигнитами ст. Переемной (Кругобайкальская жел. дор.) позволяет отнести их предположительно к третичным отложениям. Наши наблюдения существенно ничего нового относительно угленосных отложений окрестностей Умбуры не добавляют.

Тщательные поиски признаков развития угленосных отложений на коренных склонах пади Оса не дали положительных результатов. Может быть, это обстоятельство подчеркивает локализацию угленосных отложений именно в тальвеге древней долины, где позже, в четвертичное время, отлагались осадки речного типа в виде грубозернистых песков с галькой.

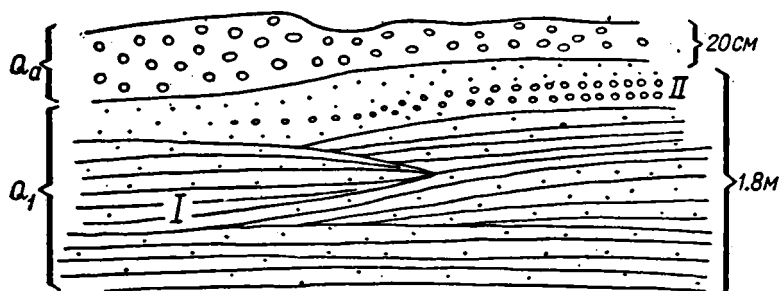
6. ДРЕВНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ (Q₁)

В начале настоящей работы, в очерке, посвященном характеристике рельефа, было описано распространение аллювиальных древнечетвертичных отложений. Здесь мы остановимся несколько лишь на литологии древнечетвертичных отложений. Эти отложения представлены главным об-

разом разномзернистым (преимущественно средне- и крупномзернистым) угловатым кварцево-полевошпатовым псаммитом. Местами наблюдается слабая цементация песков водными окислами железа. В некоторых обнажениях хорошо выражена тонкая слоистость, намечаемая чередованием прослоев песка разной крупности зерна.

Галечники играют подчиненную роль в составе древнеаллювиальной толщи и залегают в песчаной свите в виде не мощных прослоев (2—20 см), быстро выклинивающихся по простиранию (фиг. 12).

В искусственном обнажении (выемке) у самого Ольхонского тракта близ улуса Алагуня, в прослоях песка, часто чередующихся с галечными слоями, встречены были крупные, полупрозрачные карбонатные раковины пресноводных моллюсков (?), рассыпающиеся при первом же прикосновении к ним. Галька некрупная, обычно 1—2 см в диаметре, хорошо окатана, округлой формы. Состав гальки разнообразен и интересен. Чаще всего это белый кварц или граниты как архейские, так и более молодые. Встречаются лиловато-серые роговиковые породы, весьма обычен кварцевый порфир. Другими словами, помимо чисто местных пород, развитых *in situ* в пределах Бугульдейско-Ангинского района, состав гальки древ-



Фиг. 12. Схематический разрез у улуса Алагуня.

Q₂ — современный аллювий; Q₁ — древний аллювий: I — желтые разномзернистые косоугольные пески, II — прослой галечника.

него аллювия указывает на привнос экзотического материала, чуждого коренным породам данной местности. Ближайшее местонахождение кварц-порфиров (галька в юрских отложениях) известно лишь в значительном удалении от области развития древнего аллювия (пос. Лиственичный, близ истока р. Ангары и др.). Вряд ли поэтому есть основания думать, что кварц-порфировая галька в древнем аллювии заимствована из юрских конгломератов. Это тем менее вероятно, что древняя долина, частично выполненная древнеаллювиальными отложениями, совершенно отчетливо протягивается от прибрежной части Байкала прямо в глубь континента на северо-северо-запад. Правильнее считать, что область размыва, давшая материал для гальки древнего аллювия, располагалась где-то на месте, занятом в настоящее время Байкалом. В частности этой областью размыва мог служить ныне подводный «хребет», протягивающийся, по данным промеров Байкальской лимнологической станции Академии Наук, примерно от устья р. Бугульдейки почти поперек озера к дельте р. Селенги.

Кварцевый порфир древнего аллювия во всех отношениях аналогичен кварц-порфирам из мощного гипабиссального тела, обнаруженного нами в районе Елохина мыса (11). Сравнение елохинских кварц-порфиров с аналогичными породами из гальки древнего аллювия Бугульдейского района, а также из юрского конгломерата (образцы взяты Е. В. Павловским в п. М. Черемшанной, в окрестностях с. Лиственичного, из коренных выходов) показало их большое сходство, которое выражается не только во внешнем

макроскопическом тождестве пород, но также и в близости структур и минералогического состава. В связи с тем, что кварц-порфиры елохинского типа представляют собой очень характерные породы и встречаются в виде галек не только в юрских, но и в древнеаллювиальных отложениях Бугульдейского района и в аллювии многих левых верхних притоков верхнего течения р. Лены, в частности р. Киренги (11), приведем в качестве материала для будущих сопоставлений результаты химического анализа образца кварцевого порфира из гальки юрского конгломерата, взятой в коренном обнажении в левом склоне пади М. Черемшанной, в окрестностях с. Лиственичного (табл. 30).

ТАБЛИЦА 30

Химический анализ гальки юрского конгломерата

О к и с л ы	Галька из юрского конгломерата окрестностей с. Лиственичного	
	Вес. %	Мол. число
SiO ₂	76.96	1.281
TiO ₂	0.20	0.003
Al ₂ O ₃	12.51	0.123
Fe ₂ O ₃	0.60	0.004
FeO	0.34	0.004
MnO	следы	—
MgO	0.16	0.005
CaO	0.14	0.003
BaO	0.00	—
Na ₂ O	3.65	0.059
K ₂ O	4.79	0.051
P ₂ O ₅	0.13	—
H ₂ O при 110°	0.00	—
Потери при прокаливании	0.76	—
Σ	100.24	—

Магматическая формула по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу:

$$0.96\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 10SiO_2; R_2O:RO = 9.1:1; a = 5.05.$$

Современные отложения различного типа и генезиса (озерные, речные, элювиальные, делювиальные и др.) охарактеризованы в очерке рельефа.

IV. Тектонический очерк

1. ОПИСАНИЕ СТРУКТУР

Структуры архея

Структуры архейской толщи очень сложны и, в силу последующей переработки их более молодыми движениями складкообразовательного типа и проникновения молодых интрузий, расшифровываются с большим трудом, тем более, что, повидимому, и в первоначальном своем виде они были достаточно сложны. Изучение структур архея затрудняется также тем обстоятельством, что некоторые главнейшие породы, входящие в этот комплекс, имеют массивные текстуры, благодаря чему теряется возможность непосредственного измерения элементов их залегания. К таким породам прежде всего относятся аляскитовые граниты (массивные в подавляющем большинстве случаев), многие кварциты из нижней свиты архея,

большинство кристаллических известняков верхней свиты. Кроме того, еще нужно отметить неравномерную степень обнаженности архейского комплекса, очень хорошую в прибрежной полосе и очень плохую в пределах междуречных пространств Приморского хребта.

Северо-западная окраина архейского кристаллического массива, контактирующего непосредственно с породами голоустенской свиты и лишь местами перекрываемого граувакково-конгломератовой ушаковской свитой, очень своеобразна. Вдоль контакта с голоустенской свитой внутри гранитного массива идет полоса катаклазированных гранитов, иногда вовсе исчезающая, местами достигающая ширины свыше полукилометра. Наблюдаются отдельные участки гранитов с ясным развальцовыванием и милонитизацией, вплоть до образования настоящих мелкомилонитовых сланцеватых разностей. Диабазовые порфириты протерозоя превращены в зеленые сланцы и развальцованы вместе с покрываемым ими архейским гранитом. Изучая контакт архейских гранитов с голоустенской свитой, часто в пределах одного обнажения можно видеть, как разнообразные породы голоустенской свиты, принадлежащие к различным частям ее нормального разреза, падают под гранитный массив, под более или менее крутым углом. Это явление, например, хорошо наблюдается на левом берегу р. Анги, против устья ключа Хара-Хужир, где белые доломиты круто падают на юго-восток под милонитизированные граниты, переходящие постепенно в глубь массива в почти нормальные, слабо катаклазированные разности. В излучине р. Анги, против устья ключа Боро-Тала, катаклазированные, но совершенно не развальцованные и не милонитизированные граниты приведены в механический контакт по крутой, почти вертикальной плоскости с доломитами и известняками голоустенской свиты с *Kalagasia* sp. Очень интересным местом в смысле контакта древних гранитов с более молодыми толщами является участок* левобережья р. Анги между улусом Умбура и Гамарянской падью.

На левобережном гребне этой последней видно, как из-под элювиальных россыпей ушаковских граувакк появляются обширные поля крупноглыбовой россыпи элювиального типа катаклазированных аляскитов. Пересекая этот выход древних гранитов в широтном направлении, т. е. двигаясь к р. Анге, мы встречаем сначала самые нижние горизонты голоустенской свиты — своеобразные конгломераты, в которых валуны и галька древних пород включены в филлитовый цемент, затем белые и розоватые кварциты и, наконец, кремовые доломиты, обнажающиеся уже в правом склоне р. Анги в небольшой искусственной выемке и в ряде естественных обнажений.

На противоположном (левом) берегу р. Анги, у самого ее водотока, располагаются выходы развальцованных аляскитов. Развальцование и милонитизация древних гранитов прослеживаются здесь по р. Анге вкrest простирания гранитного массива, далеко в глубь его, до пади Зыкуй. Двигаясь далее к юго-западу вдоль края архейского гранитного массива, можно наблюдать катаклазированные разности гранита в изолированных холмах, приуроченных к обширной древней долине, по которой идет Ольхонский тракт. Далее, сохраняя общее направление линии контура, граниты переходят на левобережье р. Б. Бугульдейки. Здесь по левобережью пади Игирей, в ряде обнажений, недалеке от устья этой пади, можно видеть, как светлые голоустенские известняки уходят под рассланцованные диабазовые порфириты протерозоя и подстилающие их древние граниты. Особенно ярко этот тип контакта можно наблюдать в прекрасных обнажениях на левом берегу р. Б. Бугульдейки, против утеса Цаган-Турук.

На крайнем юго-западе района, в левом берегу р. Б. Бугульдейки непосредственно ниже устья р. Куртуна, где Б. Бугульдейка начинает глубоко врезаться в Приморский хребет, имеется длинный ряд обнажений,

вскрывающих своеобразные базальные голоустенские конгломераты, падающие под крутым углом, около 60° на юго-восток под развальцованные и катаклазированные древние граниты.

Интересно отметить, что всюду, где имеются признаки тектонического контакта архейских гранитов с голоустенской свитой и где граниты в той или иной степени развальцованы или милонитизированы, в них всегда появляется отчетливая сланцеватая текстура, причем плоскости сланцеватости падают всегда согласно с плоскостью тектонического контакта. Сказанное справедливо и для рассланцованных зеленокаменных пород протерозоя диабаз-порфировитового типа.

Как мы видели, далеко не всюду контакт древних гранитов с голоустенской свитой имеет тектонический характер. Близ Гамарянской пади взаимоотношение голоустенских базальных конгломератов и древних гранитов таково, что трактовать его иначе, чем трансгрессивное налегание голоустенских пород на древний кристаллический фундамент, нет никаких оснований.

Совершенно то же самое показывают наблюдения на гребне, идущем от Ангинского гольца почти прямо на север и разделяющем головные части р. Успана и ключа Харгитуй, впадающего в р. Унтуру. Здесь коренные выходы и россыпи слабо катаклазированных архейских гранитов сменяются при движении вниз по гребню постепенно всей гаммой пород нижней части разреза голоустенской свиты, залегающих с падением в сторону от кристаллического массива. Таким образом, изучение северо-западной границы поля развития древних гранитов дает достаточно ясное представление о том, что архейские граниты составляют ядро огромного антиклинала, периферия которого сложена голоустенскими и более молодыми породами, трансгрессивно залегающими на гранитах. Граниты раздроблялись, развальцовывались и милонитизировались. Местами, повидимому в пунктах максимального перегиба крыла антиклинала, гранитный массив ядра надвигался на крыло складки. Эти надвиги, однако, нигде не имели большого размаха, так как контакт гранита с более молодыми, чем голоустенские, породами неизвестен. Надвигание происходило по крутым и, судя по непосредственным наблюдениям, ровным поверхностям, местами ориентированным вертикально. Решительно всюду плоскости тектонического контакта падают в сторону гранитного массива.

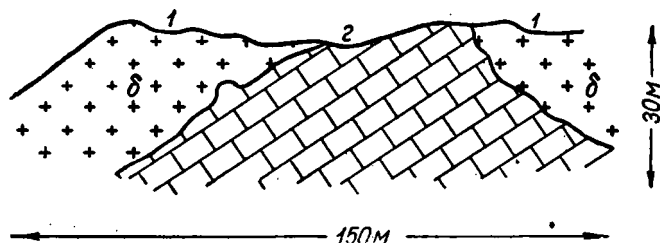
Внутри поля развития гранитов архея, на ряду со слабо катаклазированными разностями, встречались развальцованные, порой милонитизированные участки, судить о распространении которых нет еще возможности из-за недостаточности данных. Можно лишь отметить, что во всех указанных пунктах эти участки гранитного массива вытянуты в северо-восточном направлении.

По юго-восточной окраине поля развития архейских гранитов изучение структур осложняется наличием более молодых интрузий, но и здесь удалось подметить некоторые характерные черты структур массива. Вдоль юго-восточного подножья Приморского хребта, служащего бортом древней Кунтинской долины, тянется в виде довольно широкой полосы, прерываемой выходами молодых интрузий и других пород, ряд выходов интенсивно развальцованных аляскитов, местами напоминающих по внешнему облику очковые гнейсы и описанных некоторыми исследователями как таковые. Существенным является то обстоятельство, что на всем протяжении Кунтинской долины, для древних гранитов ее северо-западного борта от р. Б. Бугульдейки и почти до р. Анги, характерна совершенно определенная ориентировка плоскостей сланцеватости. Именно повсеместно эти плоскости имеют отчетливое северо-восточное простирание при падении на ЮВ в среднем под $\angle$ около 50° . Это обстоятельство необходимо будет учесть для более ясного представления о структурах архея.

В нашем распоряжении нет достаточного количества данных о структурах архейских гранитов, формирующих изолированный выход в пределах прибрежной полосы, в затаеженной части района. Никакой разницы со структурами внутренней части главного поля развития гранитов здесь нет. Все породы несут ясные признаки катаклаза, иногда развальцевания.

Значительно более сложны структуры метаморфической толщи архея. В прибрежной полосе, как мы уже об этом говорили, развиты известняки и кварциты. В тех редких случаях, когда удавалось делать непосредственно замеры элементов залегания, всегда выяснялись очень крутые углы падения от 50 до 90° , с разнообразными азимутами линии падения. Судить на основании этих случайных и немногочисленных замеров о структуре этой части архея, разумеется, невозможно. Общий облик структуры выявляется только при детальном площадном картировании. Этим путем устанавливается, что породы верхней свиты архея располагаются в виде изогнутых полос различной ширины, прерываемых выходами массивнокристаллических пород габбро-диоритовой формации. Первые полевые наблюдения создавали здесь впечатление полного хаоса в отношении пространственного распределения полосовидных полей развития архейских метаморфических пород.

В дальнейшем, однако, выяснилась некоторая определенная закономерность условий их залегания. В северо-восточной половине прибрежной полосы вырисовалась отчетливая структура крупного синклинала, намеченного широкой изогнутой полосой кристаллических известняков и подчиненных им кварцитов, протягивающейся от побережья Байкала в широтном направлении к Крестовскому улусу, далее плавно поворачивающей на север и уходящей к улусу Нарын-Хунта, постепенно сужаясь. На простирании этой полосы далее к северу и к северо-востоку, среди обширного поля развития пород габбро-диоритовой формации, располагаются узкие полосы пород верхнего отдела архея восток-северо-восточного простирания, хорошо намеченного известняковой полосой у Нарын-Хунта. Далее, по левобережью р. Анги, в обнажениях пади Хадыгей и на ее левобережном гребне, прослеживаются неширокие полосы тех же пород среди разнообразных представителей молодого изверженного комплекса. Здесь эти полосы отчетливо и плавно приобретают сначала широтное, потом северо-западное простирание и быстро расширяются к устью р. Анги, как это было еще отмечено Л. Г. Котельниковым (9).



Фиг. 13. Левый склон пади Крестовой (близ устья).

1 — δ — диорит, местами сланцеватый; 2 — кристаллический известняк, (верхняя свита архея).

Получается, таким образом, в плане картина синклинала, центральная часть которого, а местами и периферия, сформированы молодыми интрузивными породами; на крыльях сохранились остатки кристаллической толщи. Эти обрывки архейских пород намечают структуру, созданную до момента интродуирования молодой магмы (фиг. 13). Синклинал имеет в плане вид овала с осью северо-восточного простирания. В связи со сказанным при-

обретают иной смысл и значение сравнительно мелкие, разнообразно ориентированные полосы кристаллических известняков, резко обрезаемые по простиранию породами габбро-диоритовой формации. Эти полосы известняков имеют вид изогнутых балок произвольного сечения, погруженных в массу изверженной породы и часто прерываемых ею.

Однако при нанесении этих полос на карту (всех их закартировать, разумеется, не представлялось возможным) выявилась та любопытная особенность, что их простирание отражает контуры намеченного выше синклинала в его периклинальной части. Такие полосы хорошо выражены в районе пади Крестовой и к юго-западу от нее. Повидимому, остатком самостоятельной структуры синклинального типа является причудливо изогнутая полоса кристаллических известняков в районе Хужертуйского улуса. У устья р. Анги, на периферии намеченного выше крупного синклинала, сформированного породами верхней свиты архея, в полном соответствии с предложенной трактовкой данной структуры, появляются гранатовые сланцы, входящие в состав средней части разреза архея. Максимальное их развитие наблюдается в пределах древней Кунтинской долины, особенно в пункте пересечения ее р. Ангой. Развита она и далее к юго-западу от простирания долины почти вплоть до устья р. Б. Бугульдейки.

Характер залегания пород средней и отчасти верхней свиты архея в пределах всей Кунтинской долины очень однообразен. Эти свиты слагают узкий, сильно сдавленный синклинал, в котором оба крыла ориентированы почти параллельно друг другу и сложены почти вертикальными пластами, прорванными многочисленными интрузиями и жилами кислых и основных пород. Наиболее полный разрез средней свиты архея наблюдается по левобережью р. Анги от Еланцов вверх по долине.

При движении в этом направлении наблюдается перемежаемость амфиболитовых, биотит-роговообманковых сланцев с кристаллическими известняками, прорванными жилами различного состава. Вся свита круто падает на ССЗ. Далее вверх по р. Анге, в мысовидном выступе высокого левого коренного берега, эта свита залегает с монотонным падением на ЮЮВ, под $\angle 60-70^\circ$. Это направление падения сохраняется и далее вверх по р. Анге и для пород нижнего отдела архея. Таким образом, при движении от Еланцов вверх по долине реки пересекается крутой синклинал средней свиты архея, имеющий асимметричное строение, обусловленное большой крутизной северо-северо-западного крыла складки по сравнению с ее юго-юго-восточным крылом. Ось этой складки пересекается р. Ангой в расстоянии около километра от улуса Еланцов.

Выше же по реке породы залегают моноклинально с азимутом падения на ЮЮВ и ЮВ, в силу чего появляются все более и более низкие горизонты архейской свиты, а именно — кварцитовые и слюдяно-гранатовые сланцы нижнего отдела. Ниже устья пади Зыкуя кварциты образуют асимметричную складку второго порядка: тип этой асимметрии тот же, что и описанный выше. Нужно сказать, что приведенная характеристика структур средней и нижней части архея является достаточно схематичной. Дело в том, что помимо некоторого суммарного азимута падения, отражающего ориентировку залегания пластов в некотором идеальном виде, существует ряд обстоятельств, усложняющих эту простую картину. В больших обнажениях можно видеть, что отдельные пачки слоев сильно изогнуты, иногда волнисты по падению, искривлены самым причудливым образом, в связи с чем оценить условия залегания очень трудно, а подчас и невозможно. Порой удается наблюдать, как целые пачки пластов срезаны под тем или иным углом одним или несколькими жильными телами различного состава.

Установить правильно простирание породы по отдельным выходам в ряде случаев не представляется возможным, потому что и по простиранию пачки пластов резко и часто волнообразно изогнуты. В редких случаях,

когда хорошо обнажены междуречные пространства, лишь по гривкам пластов, особенно кристаллических известняков, видимых иногда на несколько километров в обе стороны по простиранию, можно с достаточной точностью замерить их среднее простирание и нанести его на карту.

Проследивать ангинский разрез на ЮЗ по простиранию затруднительно благодаря густой залесенности Приморского хребта, малому количеству обнажений и малой удовлетворительности последних в силу преобладания глыбовых россыпей над коренными выходами. Поскольку можно судить по полученным данным, структуры, характеризующие ангинский разрез, сохраняют свой облик в пределах Приморского хребта примерно до широты Хара-Хужирского улуса. Своеобразно ведет себя лишь та полоса архейских пород, в которой проложена древняя Кунтинская долина. Северо-западный борт ее, как мы уже отмечали выше, сложен развальцованными и милонитизированными древними гранитами.

В юго-западной трети продольной долины мощные известняки верхнего отдела архея постепенно выклиниваются; в Кунтинской долине появляются характерные для среднего отдела роговиковые и другие сланцы, чередующиеся с известняками. Вдоль северо-западного борта древней долины эти породы соприкасаются непосредственно, как и в предыдущем случае, с развальцованными и милонитизированными гранитами архея.

Общий характер структуры всего поля развития архейского комплекса приводит на основе всего изложенного материала к следующему представлению. В собственно прибрежной части района сохранились остатки крупных синклиналов верхнего отдела архея, прорванные и частично уничтоженные не только интрузией аляскитового гранита, но и, главным образом, более поздним внедрением интрузивных пород габбро-диоритовой формации.

Несмотря, однако, на многочисленную и сложную магматическую деятельность, элементарные складчатые структуры архея сохранили, повидимому, в достаточной степени свою первичную пространственную ориентировку.

По ангинскому разрезу вкрест простирания пород, в глубь континента, наблюдаются сравнительно простые структуры, изучение которых приводит к представлению, что здесь вскрыто юго-восточное крыло крупного антиклинала, осложненного интенсивной складчатостью второго порядка. Ядром антиклинала служит архейский аляскитовый гранитный массив.

Наблюдения вдоль всей Кунтинской долины показывают, что здесь простая складчатая структура осложнена явлением надвига, вследствие которого гранитный архейский массив, вместе с обрывками нижней свиты архея, надвинут на складчатый комплекс пород средней и верхней свит. Судя по ориентировке плоскостей сланцеватости развальцованных древних гранитов, этот надвиг, вероятней всего, был обусловлен давлением с северо-запада.

В связи с явлением надвига понятна почти идеально ровная линия северо-западного борта Кунтинской долины, устанавливающая границу надвига, определившего резкую смену массивно-кристаллических пород разнообразными метаморфическими породами, среди которых ведущую роль играют легко денудлируемые кристаллические известняки верхней свиты архея.

Структуры молодого комплекса изверженных пород

В описании нормального разреза нами было указано, что в большом количестве случаев разнообразные представители габбро-диоритовой формации имеют ясно выраженную сланцеватую текстуру. Многочисленные замеры ориентировки сланцеватости этих пород убедительно говорят, что на общем фоне преобладания северо-восточных простираний сланце-

ватости наблюдается целый ряд отклонений, подчиненных некоторой общей закономерности. В общем виде эта закономерность может быть сформулирована таким образом, что в каждом данном пункте сланцеватость отдельных представителей габбро-диоритовой формации параллельна контакту этих пород с более древними осадочными или изверженными породами. Особенно отчетливо эта закономерность проявляется к югу от периклинального окончания большого синклинала верхней свиты архея в прибрежной полосе, в частности по правобережью пади Крестовой. Здесь, в условиях очень хорошей обнаженности водораздельных пространств, видно как бы обтекание сланцеватыми основными породами обрывков включенных в них карбонатных пород и кварцитов верхней свиты архея. В тех пунктах, где складчатая структура архея разорвана и замещена габбро-диоритовыми породами, сланцеватость их дополняет как бы пунктиром недостающие части складчатой структуры. Быть может, очень детальное изучение и картирование элементов залегания тел габбро-диоритовой формации по их сланцеватости позволило бы выявить целый ряд структур, в которых, как в гипсовом слепке, с большой долей вероятия можно было бы видеть структуры уничтоженных этой интрузией частей архейского комплекса. Характерной особенностью всех пород габбро-диоритовой формации является полное отсутствие явлений милонитизации и развальцевания, случаи же катаклаза довольно часты.

Своеобразные структуры наблюдаются в жильных телах молодых гранитных пород, рассеянных, как мы уже говорили, в прибрежной полосе. В подавляющем большинстве случаев жилы гранитов имеют согласный характер, давая полную картину пластообразного залегания совместно с вмещающими породами. Часть жил кислых пород имеет секущий характер. Согласные жилы часто представлены гнейсовидными разностями молодых гранитов, хотя вмещающие породы обычно не имеют никаких элементов гнейсофикации.

Большинство жильных тел, независимо от формы и залегания (согласные и несогласные жилы), в той или иной степени катаклазировано, иногда разбито сложной и частой системой взаимно пересекающихся трещин, дробящих породу на мелкие полиэдры. Скопления слюд в пегматитах имеют обычно вид участков, как бы выдавленных из вмещающей их кварц-полевошпатовой массы и сильно и мелко перемятых.

Тонкие жилы аплита, секущие и архейские породы, и габбро-диориты, и даже жильные граниты, имеют, наоборот, очень ясные, ровные зальбанды и прямолинейны по простирацию, вытягиваясь иногда полосой на многие сотни метров. На залеганий этих аплитовых жил, повидимому, совершенно не сказались сколько-нибудь интенсивные механические воздействия. Среди них довольно часто встречаются разности вовсе не катаклазированные.

Таким образом, часть, и притом большая, молодых жильных гранитоидов испытала сильные механические воздействия, проявившиеся в некотором изогнутости жильных тел и их внешних плоскостных ограничениях. Частью эти давления проявлялись во время внедрения жилы, обусловив ее гнейсофикацию, — явление совершенно локальное, не распространяющееся на вмещающие породы. Наконец, механические воздействия в абсолютном большинстве жильных гранитов сказались в явлениях катаклаза в той или иной степени. Лишь в некоторых, повидимому самых поздних, генерациях гранитоидов, имеющих, впрочем, ограниченное распространение, никаких следов механических воздействий нет.

Структуры верхнего протерозоя

Структуры трех свит верхнего протерозоя: голоуспенской, улунтуйской и качергатской, значительно проще структур сложного комплекса архея прибрежной полосы и Приморского хребта. Три верхнепротерозой-

ские свиты собраны в ряд крупных складок, запрокинутых на северо-запад. Основные складчатые формы местами осложнены второ- и третьей степенной складчатостью.

Проследим наиболее полный из имеющихся в районе разрезов вверх по долине р. Куртуна — вкрест простирания развитых здесь свит. На левом берегу р. Б. Бугульдейки, против устья р. Куртуна, выходят базальные слои голоуспенской свиты, которые, как мы уже говорили выше, круто падают на В под развальцованные и милонитизированные граниты архея.

В русле Б. Бугульдейки и у подножья ее левого коренного склона встречаются плохо оглаженные крупные глыбы своеобразного базального конгломерата голоуспенской свиты. На правом берегу р. Бугульдейки, являющемся одновременно левым берегом р. Куртуна, у устья последнего, появляются сложенные в мелкие острые, запрокинутые на северо-запад складки белые окремнелые известняки и доломиты голоуспенской же свиты, но более верхних ее горизонтов. Прослеживая разрез по высокому, прекрасно обнаженному левобережному гребню р. Куртуна, хорошо видно, как из под этих пород выходит часть разреза голоуспенской свиты, характеризующаяся многократным чередованием белых и розовых кварцитов и аркозв со светлыми и темносерыми плитчатыми известняками, местами с *Katangasia* sp.

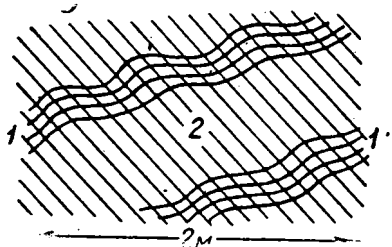
Эта свита вплоть до крутого колена р. Куртуна, выше мельницы, залегает моноклинально с однообразным падением на ЮЗ, под $\angle$ около 50° в среднем. Выше крутого колена р. Куртуна, в левом склоне его долины, обнажена та же свита, местами собранная в довольно мелкие складки того же простирания, что и ранее. В ядре крайней из таких мелких складок, самой верхней по реке, имеющей вид пологого плоского антиклиналя, из-под грубозернистых катаклазированных и рассланцованных кварцитов выходят сильно сдавленные, порой сплюснутые, темные филлиты улунтуйской свиты. Полого изогнутые в антиклиналь кварциты по круто наклонной вниз по долине р. Куртун плоскости быстро поднимаются к верхней части коренного склона долины и более не фигурируют в обнажениях.

Двигаясь выше по реке, можно видеть, что улунтуйские породы, в частности филлиты, собраны в ряд коротких складок, характеризующихся частым восставанием и погружением осей и приближающихся, вследствие этого, к типу брахискладчатых структур. Все складки в филлитах упомянутого типа характеризуются отчетливо выраженным явлением опрокидывания на северо-запад. В ядре одной из таких складок появляются трещиноватые, массивные, темные улунтуйские известняки, в которых нет ориентированных элементов залегания, и потому разобраться в их структуре невозможно.

В верхней части отрезка долины р. Куртуна, между падами Хонкой и Молькой, развиты исключительно очень мощные улунтуйские известняки с теми же особенностями (массивность), не позволяющими проникнуть в изучение формы их структур. Иногда, впрочем, известняки рассланцованы, и замеры условий залегания этой сланцеватости позволяют представить их структурный облик в виде ряда крупных складок того же типа, как и в кварцитах и известняках голоуспенской свиты в низовьях р. Куртуна. Существенным является то обстоятельство, что улунтуйские филлиты развиты в большинстве обнажений отчетливой системой трещин кливажа, плоскости которого характеризуются ясно выраженным падением на ЮВ, под $\angle$ $45-50^\circ$. Контакты между филлитами и известняками улунтуйской свиты непосредственно нигде не наблюдались.

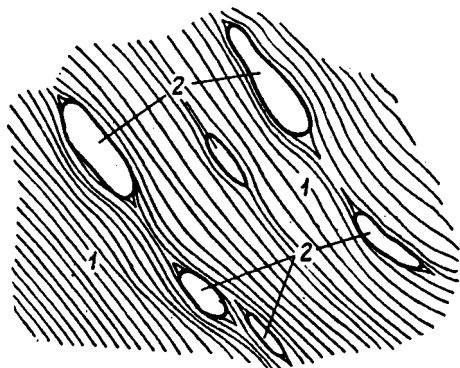
В верхней части разреза улунтуйские известняки переходят в тонкосланцеватые разности, на которых, повидимому, совершенно согласно, судя по наблюдениям в очень близко расположенных друг от друга обна-

жениях, залегают разнообразные филлиты качергатской свиты. Разобраться в структурах этих последних еще труднее, нежели в структуре филлитов улунтуйской свиты, так как здесь в еще более сильной степени развит кливаж, плоскости которого характеризуются однообразным падением на ЮВ, под $\angle$ до 65° . Этот кливаж настолько ярко выражен, что его очень легко принять за первичную сланцеватость пород и решить на основании этого, что на протяжении многих километров вверх по до-



Фиг. 14. Река Куртун близ пади Хонкой.

1 — слоистость в филлитах качергатской свиты, 2 — сланцеватость тех же пород.

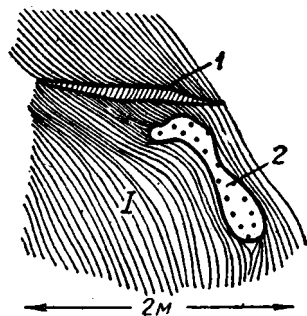


Фиг. 15. Долина р. Куртуна, близ пос. Хонкой.

1 — тонкооразистованный филлит (качергатская свита); 2 — линзовидные участки более крепких песчаных филлитов.

лине р. Куртуна, от пади Хонкой, вся качергатская свита залегает моноклинально и достигает громадной мощности. Однако более внимательное полевое изучение показывает, что истинное залегание качергатских пород может быть все же выявлено благодаря довольно широкому развитию тонкой слоистости, обусловленной чередованием филлитов, в различной степени обогащенных псаммитовым материалом. Благодаря последнему обстоятельству структуры качергатской свиты приобретают более сложный вид, нежели это может казаться при беглом осмотре (фиг. 14). Качергатские филлитовые породы собраны в крутые, острые, довольно крупные складки резко асимметричного строения северо-восточного простирания. Их северо-западные крылья круты, имеют падение местами до 70° , тогда как юго-восточные значительно более пологи (фиг. 15). В ядерных частях складок и главным образом в их северо-западных крыльях часто выражены явления мелковолнистого залегания отдельных пачек вплоть до плейчатости; наблюдаются вытянутые по падению линзы более хрупких, обогащенных псаммитом пород, как бы обтекаемых чистыми, непесчаными филлитами. Эти линзы выдавливания в свою очередь часто бывают сильно и причудливо изогнуты. В отдельных участках качергатские филлиты пронизаны тонкой, неправильной, сильно ветвящейся сетью прожилков молочно-белого кварца (фиг. 16).

В низовом отрезке Шаманской пади сильно перемятые филлиты качергатской свиты сменяются неметаморфизованными породами ушаковской свиты. Здесь ушаковские граувакки с линзами мелких конгломератов залегают, повидимому, с небольшим угловым несогласием на филлитах качергатской свиты. Непосредственный контакт между ушаковской и качергатской свитами здесь не наблюдался.



Фиг. 16. Река Куртун близ пади Хонкой.

1 — филлиты качергатской свиты;
1 — линза раздробленного филлита;
2 — линзовидный участок крепкого песчаного филлита.

Двигаясь от низовьев р. Куртуна по простиранию верхнепротерозойских пород, от тех крупных складок, которые были характерны для левобережья этой реки на участке от ее крутого колена до устья, вдоль левого и далее правого берега р. Бугульдейки, можно видеть, что типичные структурные формы низовьев р. Куртуна сохраняются целиком и далее на северо-восток. Характерным является то обстоятельство, что, например, в низовьях пади Игирей древние архейские граниты и покрывающие их диабазовые порфириты протерозоя по крутой наклонной плоскости, падающей на ЮВ, надвинуты не на базальные слои голоуспенской свиты (как это наблюдалось на левобережье р. Бугульдейки у устья р. Куртуна), а на белые окремненные известняки, т. е. части голоуспенского разреза, являются стратиграфически более высокими слоями, чем базальные конгломераты.

Совершенно аналогичная картина наблюдается и несколько южнее, также на левом берегу р. Бугульдейки, в ряде обнажений против утеса Цаган-Турук. Граница между архейскими гранитами и породами верхнего протерозоя на участке от устья р. Куртуна до пади Игирей идет почти меридионально, в связи с чем эта линия пересекает линию простираания голоуспенских и других пород под острым углом. Гранитный массив здесь вторгается в область развития верхнего протерозоя в связи с явлением надвига и погребает под собой нижнюю часть разреза голоуспенской свиты.

Прослеживая линию этого контакта далее по простираанию, мы попадаем на левобережье р. Анги между улусом Умбуром и Гамарянской падью. В описании нормального разреза было указано, что выходящие на поверхность архейские аляскиты с запада трансгрессивно перекрыты ушаковскими граувакками, а с востока — голоуспенскими породами. Эти последние представлены здесь своеобразными конгломератами, сменяющимися выше по стратиграфической вертикали белыми и розовыми кварцитами и кремво-желтыми доломитами. Голоуспенские породы круто падают на ЮВ, в сторону долины р. Анги, спускаясь по правому берегу вплоть до уреза воды. Береговые обнажения кремво-доломитов демонстрируют сильное раздробление этих пород; на левом берегу р. Анги, от уреза воды до бровки коренного склона, развиты исключительно развальцованные и катаклазированные граниты архея, элементы сланцеватости которых имеют повсеместное, иногда довольно крутое падение на ЮВ. И в этом пункте района с полным основанием можно видеть продолжение линии того надвига, который так отчетливо и непосредственно наблюдается по левобережью р. Бугульдейки.

Далее вверх по течению, вплоть до Боро-Тальской излучины, р. Анга течет по контакту верхнего протерозоя и архея, маскируя своими отложениями надвиговую линию, которую можно продолжать благодаря тому, что карбонатные породы голоуспенской свиты несут в береговых обнажениях признаки интенсивности катаклаза, равно как и граниты левобережья р. Анги на этом участке, среди которых часто встречаются и развальцованные разности.

В районе Боро-Тальской излучины есть некоторые основания подозревать, что линия надвига раздваивается, образуя петлю овальной формы, замыкающуюся несколько выше устья р. М. Анги. В этом районе и несколько выше вверх по р. Анге развиты архейские, слабо катаклазированные, аляскитовые граниты. По правому берегу р. Анги, от ключа Боро-Тала и далее до р. М. Анги и выше, граниты того же возраста интенсивно развальцованы и милонитизированы. По контакту этих двух участков гранитного массива, несущих признаки механических воздействий различной интенсивности, частью проходит долина р. Анги, частью две широкие, сливающиеся вершинами, сухие пади, из которых одна выходит в долину р. Анги в 3 км выше Боро-Тальской излучины, а другая спускается в долину

р. М. Анги, недалеко от ее устья. Есть основание рассматривать контакт описанных двух участков гранитного массива как контакт тектонического типа и продолжать в этот участок долины р. Анги тот надвиг, который достаточно отчетливо был выражен южнее. Это тем более вероятно, что линия надвига, намечаемого от Боро-Тальской излучины до р. М. Анги, лежит на простирании более южных частей этой же тектонической линии. Вместе с тем имеются указания и на ответвление этой надвиговой линии, очерчивающей здесь внешний контур гранитного массива.

Контакт аляскитового поля гранитов с голоустенской свитой вскрыт в хороших обнажениях Боро-Тальской излучины р. Анги. Некоторыми исследователями, в частности Ижицким, позже Кульчицким и Лавровым¹ этот контакт рассматривался как эруптивный, и красные аляскитовые архейские граниты оценивались как молодая каледонская интрузия. Однако никаких признаков эруптивного контакта нет. Красные и серые аляскитовые граниты, развитые у самого контакта, интенсивно катаклазированы, а светлые доломиты, серые известняки и другие породы голоустенской свиты, приведенные в непосредственный контакт с гранитами, ни вблизи самого контакта, ни в некотором удалении от него не имеют абсолютно никаких признаков контактовых изменений. Самый контакт маскирован узкой крутой промоиной, шириной в несколько метров, тем не менее его тектонический характер с нашей точки зрения не подлежит сомнению.

Выше устья р. М. Анги обе ветви линии надвигов (одна — периферийная в отношении гранитного массива, другая — проходящая внутри его), повидимому, сливаются.

От р. М. Анги до р. Ср. Анги в прибрежных обнажениях правого берега наблюдаются голоустенские породы, иногда с признаками интенсивного дробления, а на левом берегу — развальцованные и катаклазированные граниты архея. По левому берегу р. Анги местами, например в 4 км выше пересечения тропой долины р. М. Анги, в бровке левого коренного склона, тянутся в виде длинных гряд выходы сильно рассланцованных, зеленовато-серых, сильно милонитизированных древних гранитов. Плоскости сланцеватости милонитов падают на ЮВ, под $\angle$ до 60° . На левобережье р. Анги, около 2 км выше устья р. Ср. Анги, в виде неширокой полосы вдоль долины тянутся выходы голоустенских кварцитов и карбонатов. В крайних юго-восточных выходах они падают на ЮВ, т. е. под гранитный массив.

Двигаясь вкост простираания пород вверх по коренному склону, можно наблюдать выходы и грибки тех же самых рассланцованных гранитных милонитов, о которых мы недавно упоминали. Плоскости сланцеватости милонитов имеют падение тоже на ЮВ. Средняя и верхняя части левого коренного склона р. Анги сложены катаклазированными красными аляскитами. Тектонический характер контакта архея с верхним протерозоем и здесь также совершенно очевиден. Ориентировка линии контакта и ее положение на карте позволяют наметить значительный надвиг, протягивающийся почти через весь район в северо-восточном направлении от нижнего течения р. Бугульдейки до верховьев р. Анги.

К северо-востоку от верховьев р. Анги по контакту верхнего протерозоя с археем линия надвига вряд ли протягивается далеко. Об этом говорят наблюдения по левобережному гребню головной части р. Успана, где голоустенские породы, вместе с подчиненными им кислыми эффузивами, плавно спускаются с гольцевого гребня вниз по долине р. Успана к его руслу с монотонным падением на СЗ; в вершине реки, в непосредственной близости от Ангинского гольца, из-под них без всяких признаков тектонического контакта появляются древние аляскитовые граниты.

¹ Отчеты Восточносибирского геологического треста.

Подводя некоторые итоги сказанному, необходимо прийти к выводу, что архейский комплекс, в частности входящие в его состав аляскитовые граниты, в структурном отношении играет роль ядра антиклинала, крылья которого сложены верхним протерозоем и более молодыми породами. Кристаллическое ядро антиклинала местами надвинуто на его северо-западное крыло, под влиянием давления с юго-востока. Надвиг этот локального характера и оканчивается как на северном, так и на южном концах района. В этих пунктах взаимоотношения верхнего протерозоя с археем определяются трансгрессивным нормальным залеганием голоустенской свиты на древних гранитах. Поверхность надвига крутая, как это видно из всех наблюдений. Есть основания допускать местное разветвление линии надвига, как бы обтекающей овальный в плане блок древнего гранита в излучине р. Анги у ключа Боро-Тала. Амплитуда надвига, по видимому, невелика, потому что он не выходит за пределы голоустенской свиты — контакта архейского гранита с вышележащими свитами нигде не обнаружено. Вдоль фронта надвига архейских гранитов на голоустенские породы, в преднадвиговой зоне, в пределах поля развития голоустенских пород наблюдается мелкая складчатость, непосредственно связанная, по видимому, с явлением надвига. Мелкие складки имеют небольшие размеры: длина волны их выражается десятками, реже сотнями метров. Складки острые, асимметричные, запрокинутые на северо-запад. Оси складок этого рода обнаруживают тенденцию быстрого погружения и восстановления, напоминая тем самым структуры брахиоскладчатого типа. Мелкую складчатость можно наблюдать в преднадвиговой зоне — в низовьях, например, ключа Игирей, в крутой излучине р. Анги, против устья пади Боро-Тала.

Характерный и интенсивный кливаж, отмеченный нами как явление типичное для улунтуйских и качергатских филлитов, в разрезе по р. Куртуну и по простиранию и падению совпадает с основными элементами залегания поверхности надвига архея на протерозой.

Структуры трехчленной толщи верхнего протерозоя на основании имеющегося материала можно рассматривать (в крупном плане) как структуры северо-западного крыла крупного антиклинала, в ядре которого, местами с осложнениями в виде надвигов, выходят кристаллические породы архея. К внутренней части этого огромного антиклинала приурочены интрузии и жилы сложного по составу верхнепротерозойского комплекса изверженных пород.

Структуры кембрия

Структуры ушаковской свиты значительно проще структур верхнего протерозоя и, тем более, архейского комплекса. Граувакки и конгломераты нижнего кембрия собраны в простые, часто почти симметричные складки с север-восточным простиранием осей. Преобладают асимметричные складчатые формы, опрокинутые несколько на северо-запад. Длина волны складок варьирует в значительных пределах от десятков, чаще сотен метров до километра и более. Характерной особенностью складчатых форм ушаковской свиты является волнистость осевой линии в вертикальной плоскости, приводящая к широкому развитию структур брахиантиклинального типа. Наклон крыльев складок в среднем приближается к 45° , более крутые углы наклона встречаются реже. Ядерные части складок имеют характер простых сводов, не осложненных побочными явлениями.

В описании стратиграфии ушаковской свиты была дана характеристика широкого полосовидного поля развития ее в районе. Там же было указано, что на основании прямых наблюдений и ряда косвенных данных грауваково-конгломератовая ушаковская свита залегает трансгрессивно на склад-

чатом фундаменте верхнего протерозоя и архея. К этому следует добавить, что ушаковские породы, собранные в многочисленные складки северо-восточного простирания, залегают на северо-западном крыле огромного антиклинала. Ядро этого антиклинала сложено кристаллическими породами архея и интенсивно смятым трехчленным комплексом верхнего протерозоя с его разнообразными массивными и жильными изверженными породами.

К северо-западу от полосовидного развития пород ушаковской свиты располагаются более молодые горизонты кембрия, представленные красноцветными породами мотской свиты и среднекембрийскими карбонатами.

2. ВОЗРАСТ СТРУКТУР

Возраст разнотипных структур, охарактеризованных нами выше, может быть установлен с достаточной отчетливостью благодаря новому фактическому материалу.

Сложные структуры архейского комплекса, которые наблюдались в прибрежной и местами центральной части района, имеют, очевидно, доголоустенский, т. е., в нашем понимании, доверхнепротерозойский возраст.

Можно даже несколько уточнить это определение. Нужно думать, что первоначальные структуры трехчленной архейской метаморфической толщи были заложены в донижнепротерозойское время, может быть, одновременно с внедрением кислой аляскитовой магмы. Донижнепротерозойский возраст структур архея можно аргументировать тем, что их северо-восточное простирание, хорошо выдержанное по западному и восточному побережью Байкала, резко отлично от ориентировки нижнепротерозойских складчатых форм (северо-западное простирание). Это последнее устанавливается с достаточной отчетливостью не только для известных пунктов развития нижнего протерозоя в Прибайкалье (Елохин мыс), но также и для нижнепротерозойских складчатых форм на территории Олекмо-Витимской горной страны. Когда территория Прибайкалья являлась ареной действия нижнепротерозойских складкообразовательных процессов, архейский комплекс играл роль кристаллического фундамента, подвергшегося складчатой переработке. Эта переработка сказалась, повидимому, в катаклазировании архейских пород. Может быть, одним из проявлений этой переработки являются зигзагообразные изгибы по простиранию пачек метаморфических пород архея, отмечавшиеся нами как характерное явление для района левобережья р. Анги у улуса Еланцов.

Посленижнепротерозойский, но доголоустенский, повидимому очень длительный, эрозионный цикл выявил роль этого фундамента в протерозойской складчатости, вскрыв архей в ядрах крупных антиклиналов протерозойской складчатой системы и оставив нижний протерозой лишь в некоторых, наиболее глубоких синклиналах.

Верхнепротерозойская трансгрессия, захватившая территорию глубоко денудированной нижнепротерозойской складчатой страны, отложила осадки верхнего протерозоя то на различные свиты нижнего протерозоя (Елохин мыс), то на разнообразные породы архейского комплекса. Лишь местами под голоустенскими отложениями погребены остатки покровов основных эффузивов (диабазовые порфириды), уцелевших от размыва и излившихся, повидимому, в конце нижнего протерозоя в заключительные моменты внутримпротерозойского эрозионного цикла.

Мощные складкообразовательные процессы, имевшие место в послекачергатское, но доушаковское время, положили основу того структурного плана Прибайкалья, на базе которого, уже не меняя его пространственной ориентировки, разыгрывались все последующие этапы тектонической жизни области. В самом деле, северо-восточное простирание склад-

чатых форм, столь типичных не только для Прибайкалья, но и для Байкальского нагорья, целиком связано со складчатостью трех свит верхнего протерозоя. Эта складчатость северо-восточного простиранья легла поперек северо-западного структурного плана древних протерозойд и определила ориентировку всех последующих движений складчатого типа, в частности и каледонид.

С интенсивной складчатостью верхнего протерозоя связаны крупные интрузии пород габбро-диоритовой формации, равно как и относительно несколько более поздние внедрения жильных гранитоидов. Судя по наблюдениям в Бугульдейско-Ангинском районе, интрузии основных и кислых изверженных пород, связанные с послекачергатской складчатостью, проявились главным образом в ядре крупного антиклинала.

Возраст послекачергатской, но доушаковской складчатости определяется с достаточной отчетливостью как докембрийский. Точнее говоря — это заключительная спазма складчатости докембрия, имевшая место на границе между верхним протерозоем и нижним кембрием. Возможно, что некоторые надвиги, констатированные в районе, в частности надвиг архейских гранитов на верхний протерозой по северо-западной границе архейского гранитного поля, а также тот надвиг, который наблюдался нами вдоль северо-западного борта древней Кунтинской долины, связаны с доушаковскими складкообразовательными процессами. Однако мы далеки в оценке вопроса о возрасте двух упомянутых надвигов от какой бы то ни было степени категоричности, потому что прямых указаний на этот счет нет. Нужно иметь также в виду, что оба отмеченных надвига в смысле ориентировки их поверхностей различны, точнее говоря — прямо противоположны. Поверхность Бугульдейско-Ангинского надвига, как мы это уже отмечали, имеет падение на ЮВ, тогда как для Кунтинского надвига характерно северо-западное направление падения. Этот последний надвиг нельзя связывать с более древними складчатыми движениями, потому что лежащие на его простирании молодые гранитоиды, развитые в долине р. Анги несколько выше улуса Еланцов, отчасти и в других местах, интенсивно развальцованы и катаклазированы.

На денудированный верхнепротерозойский складчатый комплекс трансгрессивно налегают грубые осадки ушаковской свиты, которые, на основании ряда косвенных соображений, пока условно, мы помещаем в нормальном разрезе ниже карбонатного комплекса среднего кембрия. Складчатость ушаковской свиты, равно как и складчатость прилегающей к ней с северо-запада полосы развития доломитов среднего кембрия, гораздо менее интенсивна, чем у более древних комплексов, и могла бы быть по типу отнесена к структурам окраинных частей складчатой зоны. Это обстоятельство в возрастном отношении сближает ушаковскую свиту с доломитовым комплексом среднего кембрия и дает еще одно косвенное указание в пользу правильности выбранного нами положения ушаковской свиты в нормальном разрезе Прибайкалья. Характерным дополнением для обрисовки типа складчатости ушаковской свиты и прилегающих частей среднего кембрия является отсутствие явлений сколько-нибудь интенсивного метаморфизма и магматической деятельности.

Пространственная ориентировка складок ушаковских и среднекембрийских пород полностью сопряжена с верхнепротерозойскими структурами. Складчатые формы ниже- и среднекембрийских пород района входят в состав южной части обширного полосовидного поля развития структур того же типа, наблюдавшихся в породах среднего и верхнего кембрия и нижнего силура, развитых на обширной территории правобережья верхней половины течения р. Лены. Складчатость нижнепалеозойского комплекса вероятнее всего относится к каледонскому времени в классическом понимании этого термина.

3. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Перечень полезных ископаемых Приольхонья отличается разнообразием. Некоторые из них были известны давно, многие впервые описаны Б. Н. Артемьевым. Отмечено существование следующих месторождений полезных ископаемых или признаков их наличия:

- 1 — марганцовые руды,
- 2 — разнообразные железные руды (бурый железняк, признаки красного и магнитного железняка),
- 3 — полевого шпата и кварца,
- 4 — графит,
- 5 — бурый уголь (признаки),
- 6 — флюорит (признаки),
- 7 — мусковит и биотит,
- 8 — медные руды (признаки),
- 9 — гранат.

Всем перечисленным полезным ископаемым, за исключением флюорита, дана довольно полная характеристика Б. Н. Артемьевым в его неоднократно цитированной нами работе. Данные Б. Н. Артемьева вошли в различные сводки по геологии и полезным ископаемым Восточносибирского края, в частности в сводки по геологии Сибири акад. В. А. Обручева и в очерк железорудных месторождений Восточносибирского края С. С. Смирнова.

В 1932 г. Восточносибирским геолого-разведочным трестом были организованы поисково-разведочные работы на марганец специальной партией под начальством М. М. Лаврова.

Полный отчет о его работах, заключающий много интересного фактического материала, не дал, однако, ничего принципиально нового.

В программу наших работ тематического характера не входили поиски, а тем более разведки на полезные ископаемые. В силу этого здесь не может быть приведено нового фактического материала, касающегося деталей строения и состава тех или иных месторождений полезных ископаемых.

Остановимся лишь на явлении флюоритовой минерализации, отмечаемом для района впервые. Флюорит в виде мелких кристаллов заполняет трещинки в катаклазированных и развальцованных гранитах. Его присутствие в этих разностях гранита представляет обычное явление. Жилки и линзочки, выполняемые этим минералом, имеют микроскопические размеры и лишь изредка становятся заметными макроскопически. Зона флюоритизации связывается, повидимому, с развальцованными участками древних и молодых гранитов. В частности флюоритизация наблюдается в некоторых пунктах полосы развальцованных гранитов, протягивающейся вдоль северо-западного борта Кунтинской долины, по линии надвига архейского гранитного массива на комплекс прибрежной полосы. Это явление, в частности, наблюдается непосредственно у подошвы Приморского хребта к северо-западу от улуса Таловки. Повидимому, некоторые зоны развальцованных гранитов, располагающиеся внутри древнего гранитного массива, также являлись в той или иной степени ареной действия флюоритовой минерализации. Об этом можно судить по находке крупной остроугольной глыбы развальцованного аляскитового гранита с флюоритом, выполняющим трещины на правом склоне пади Гулота, впадающей слева в р. Б. Бугульдейку, в нескольких километрах ниже устья р. Куртуна.

Явление флюоритовой минерализации моложе не только древних, но и молодых гранитов, поскольку оно связано с катаклазированными

и развальцованными разностями и тех и других и, вероятнее всего, представляет собой результат гидротермальных процессов, действовавших в заключительный момент верхнепротерозойской складчатости. Поиски скоплений флюорита указанного типа в зонах интенсивного катаклаза и развальцевания гранитов разных возрастов, может быть, окажутся небезуспешными в смысле выявления месторождений, имеющих и практическую ценность.

По левобережью р. Куртуна (близ устья), где на несколько километров тянутся огромные обнажения кварцитов и карбонатов голоустенской свиты, был отмечен ряд линз молочно-белого кварца, вытянутых по падению вмещающих пород, главным образом кварцитов. Размеры линз варьируют по мощности от нескольких миллиметров до нескольких десятков сантиметров, а по длине — от нескольких десятков сантиметров до 1.5—2 метров.

На указанном отрезке р. Куртуна зарегистрировано более десяти подобных кварцевых линз. Интересным обстоятельством является то, что в абсолютном большинстве случаев вдоль зальбандов этих линз иногда по неправильным трещинам внутри них, на ряду с бурыми водными окислами железа, наблюдается также проникновение медной зелени. Эта последняя образует то тонкие, толщиной в миллиметр или несколько миллиметров, оторочки вдоль зальбандов, то обособляется в мелкие гнездобразные участки. На поверхности обнажения вниз от кварцевых линз, с которыми связано то или иное количество медной зелени, видны полосовидные натеки этой последней. Количество медной зелени, связанное с каждой данной линзой, конечно, совершенно ничтожно. Однако при размыве верхнепротерозойского складчатого фундамента, в том числе и голоустенской свиты, эта медь могла служить одним из источников для образования скоплений медных руд типа ленских медистых песчаников. В свете предложенной нами схемы нормального разреза района, в которой отложения ушаковской свиты лежат трансгрессивно на размытом верхнепротерозойском складчатом фундаменте и подстилают среднекембрийские карбонаты, высказанное предположение об одном из источников меди для ленских песчаников вполне правдоподобно.

Помимо кварцевых линз с медной зеленью в голоустенской свите, вторым источником меди, переотложенной в ленских песчаниках, могли служить также породы габбро-диоритовой формации верхнего протерозоя, содержащие почти постоянно редкую, рассеянную и мелкую вкрапленность сульфидов.

В многочисленных пегматитовых жилах района не исключена возможность нахождения скоплений мусковитовой или биотитовой слюды, представляющих тот или иной практический интерес. Широкое развитие в районе мусковитовых или биотитовых, иногда двуслюдяных пегматитов представляет хороший объект для поисковых работ.

Может быть, с точки зрения промышленности абразивных материалов некоторый интерес могут представлять разновидности гранатовых сланцев средней свиты архея, наиболее насыщенных гранатом (иногда до 30% по объему в штуфах). Следует отметить хорошую огранку индивидуумов граната, часто, однако, разбитых трещинами, и то обстоятельство, что во всех случаях, когда определялся его состав, он оказывался альмандином. Поиски достаточно мощных пачек гранатовых сланцев, пригодных для практического использования, может быть, были бы не безрезультатными, особенно в пределах юго-восточного склона Приморского хребта, в окрестностях дер. Попово и в долине р. Анги выше улуса Хара-Нур, где развиты наиболее насыщенные гранатом сланцы верхней части нижней свиты архея.

ЛИТЕРАТУРА

1. Чекановский А. Л. Геологические исследования в Иркутской губ., Зап. Сиб. отд. РГО, т. XI, Иркутск, 1874.
2. Черский И. Д. Предвар. отчеты о геологич. исследованиях прибрежной полосы о. Байкала в 1877—1880 гг., Изв. Восточносиб. отд. РГО, т. IX, № 1—2 и 5—6, 1878; там же, т. XI, № 1—2, 1880; там же, т. XII, № 2—3, Иркутск, 1881.
3. Черский И. Д. О результатах исследования о. Байкала, Зап. РГО, т. XV, № 3, СПб, 1886.
4. Обручев В. А. Оро-геологические наблюдения на о. Ольхоне и в Западном Прибайкалье, Горный журнал, т. IV, № 12, 1890.
5. Обручев В. А. Экскурсия в золотоносный район западного Прибайкалья по рр. Сарме и Иликте, Изв. Восточносиб. отд. РГО, т. XXVIII, № 1, 1897.
6. Ижицкий Н. Л. Геологические исследования в Иркутской губ. в 1895 г., Геологические исследования по линии Сиб. ж. д., вып. VII, СПб, 1896.
7. Артемьев Б. Н. Очерк геологического строения и полезных ископаемых Ольхонского края, Изв. Восточносиб. отд. РГО, т. III, Иркутск, 1926.
8. Львов А. В. Из геологического прошлого средней части долины р. Иркут, Изв. Восточносиб. отд. РГО, Иркутск, 1924.
9. Котельников Л. Г. Кристаллически-зернистые породы Ольхонского края. Тр. Петрограф. инст. Акад. Наук, вып. 6, 1934.
10. Думитрашко Н. В. Геоморфология Прибайкалья, Проблемы Бурят-Монгольской АССР, Тр. I Конф. по изучению производит. сил БМАССР, т. I, изд. Акад. Наук, 1935.
11. Павловский Е. В. и Цветков А. И. Северо-западное Прибайкалье, Геолого-петрографический очерк р-на Елохина мыса, Тр. СОПС, серия сиб., вып. 22, 1936.
12. Обручев В. А. Геология Сибири, т. I, изд. Акад. Наук, 1935.
13. Домбровский В. В. Отчет о работах по р. Чуе в 1933 г., ВСГРТ.
14. Escola P. On the rocks of the Upper Bargousin and Namama regions Transbaikalia, Bull. Commis. Geol. de Finlande, No 92, 1930.
15. Escola P. On the Igneous rocks of Sviatoy Noss in Transbaikalia. Fin. Vetensk. Societet. Förhände, t. XIII, Helsingfors, 1920—21.
16. Смирнов С. С. Материалы к геологии и минералогии южного Прибайкалья, Матер. общ. и прикл. геологии, вып. 83, Л. 1928.
17. Маслов В. П. и Лавров М. М. Материалы к геологии истока р. Ангарты, Тр. ВГО.
18. Гаврусевич Б. А. Материалы по геохимии Прибайкалья, Геохимич. экспед. Ломоносовского инст. Акад. Наук, 1933.
19. Коржинский Д. С. Геология и полезные ископаемые южного района Якутии, Тр. СОПС Акад. Наук, Якутская АССР, вып. 2.
20. Тетяев М. М. К геологии западного Прибайкалья, Матер. общ. и прикл. геол., вып. 2, 1916.
21. Герасимов А. П. Граниты окрестностей Константиновского прииска, Матер. общ. и прикл. геологии, вып. 50, 1926.

E. V. PAVLOVSKY and A. I. TSVETKOV

THE WESTERN BAIKALIAN DISTRICT; SHORT GEOLOGIC AND PETROGRAPHIC DESCRIPTION OF THE BUGULDEYKA-ANGA REGION

Summary

The present work is based on the field observations conducted by E. V. Pavlovsky in 1935 near the Buguldeyka and Anga rivers on the western shores of Lake Baikal. The material obtained was elaborated with the participation of A. I. Tsvetkov who studied the petrography of magmatic and sedimentary rocks.

This region, at different times, was visited by several geologists: A. L. Chekanovsky (1873), I. D. Chersky (1879), V. A. Obruchev (1889), N. L. Izhitsky (1895) and B. N. Artemiev (1920—1921).

The relief of this region is both complex and interesting. The shore strip represents a hilly country elevated about 200 m above the level of Baikal.

The development of an intricate network of ancient valleys which are now dry is to be observed here.

Karst funnels in the crystalline limestones of the Archaean are the basis of erosion of these ancient valleys. Along the shore of the lake and somewhat receding from it deeper into the continent there stretches the bare Primorski Range dissected by the deep canyons of the Buguldeyka and Anga rivers. North-west of the Primorsky Range is situated the Lena-Angara tableland, within the boundaries of which there have been found ancient valleys at a level considerably above the bottom of the contemporary rivers (up to 250 m). From the north-western slopes of the Primorsky Range the ancient rivers flowed northward, in direction contrary to that of the contemporary rivers.

At the beginning of the Post-Pliocene the Primorsky Range served as a watershed for the ancient river systems, one of which was situated in the shore strip and the other on the Lena-Angara tableland.

Subsequently, apparently in the middle of the Post-Pliocene there occurred breaks along the shore of the lake which determined the configuration of the shore line and cut short the valleys of the ancient shore strip river systems associated with the karst funnels. The formation of the Baikal basin on this section of the shore connected with these breaks created new conditions for the draining and activity of water streams. The latter cut the Primorsky Range, intercepted the upper reaches of the ancient valleys which, in the western part of the region, stretches northward and directed the flow of the river waters into Baikal.

Geological investigation enable us to render the following normal section:

A r c h a e a n

1. Lower series — quartzites, crystalline schists.
2. Middle series — quartzites, garnet and hornblende schists.
3. Upper series — marbles and quartzites.

The folding strikes N. E. Intrusion of alaskitic granites. Protracted erosional cycle.

L o w e r P r o t e r o z o i c (?)

Effusion of diabase porphyrites. Erosion cycle.

U p p e r P r o t e r o z o i c

1. Goloustenskoye series — conglomerates, quartzites, phyllites and limestone with algae *Katangasia* sp. M a s l. Effusion of keratophyres.
2. Uluntuy series — phyllites and dark limestones with algae *Collenia baikalica* M a s l.
3. Kachergat series — phyllites and arenaceous schists.

The folding strikes N. E. Intrusions of gabbro-diorite rocks. Intrusion of vein granitoids. Protracted erosional cycle.

L o w e r C a m b r i a n

1. Ushakovka series — graywacke, sandstones and conglomerates.
2. Motsk series — red sandstones, limestones and marls with *Collenia buriatica* M a s l.

M i d d l e C a m b r i a n

Light coloured dolomites and calcareous schists.

- At the base with algae *Collenia buriatica* M a s l.

There are no overlying series of the Upper Cambrian and Silurian in this region. For the Lower Palaeozoic deposits a N. E. strike folding is characteristic.

Tertiary depositions

Brown coals and light coloured clays already discovered by B.N. Artemiev not in situ on the Anga.

Post-Pliocene

Ancient alluvial sands and pebbles.

Contemporary depositions

Alluvium (of river and lake origin), deluvium and proluvium, eluvial placers.

This stratigraphic scheme is based upon the data of detailed observations and contains an essentially new fact — the transgressive and unconformable bedding of the Ushakovka series of the Lower Cambrian either on the folded complex of the Upper Proterozoic or directly on alaskitic granites of the Archaean. This instance enables us to begin the Cambrian sequence with the Ushakovka series as assumed by Academy Member V. A. Obruchev and to refer the lower series Kachergat, Uluntuy and Goloustenskoye to the upper part of the Proterozoic, contrary to the opinion of M. M. Tetiayev who considered these last named three series to be the geosynclinal deposits of the Lower Cambrian.

The sedimentary and igneous rocks of the pre-Cambrian as well as the Cambrian rocks of the region have been characterised in detail from the petrographical point of view. Several chemical analyses of the igneous rocks of various composition and ages are rendered.

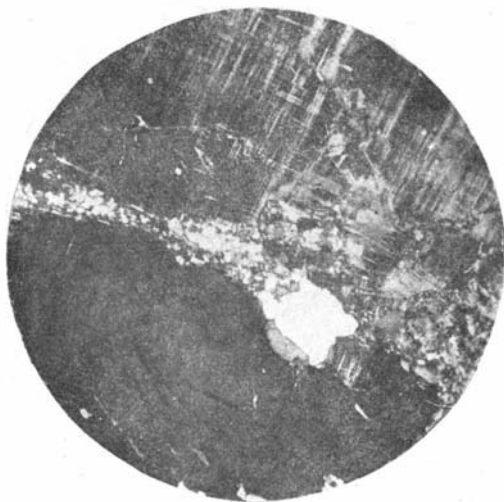
In conclusion the authors characterise the structures of the Archaean, Proterozoic and Cambrian complexes and render a general review of the history of their structural development. A brief characteristic is rendered of the useful deposits of the Buguldeyka and Anga region.



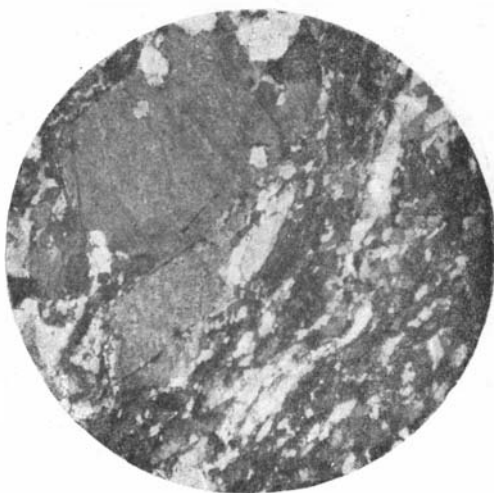
Фиг. 1. Пироксен-роговообманковое габбро. Обр. 60. Николи $\perp$. $\times 25$.



Фиг. 2. Катаклазированный гранит. Обр. 337. Николи $\perp$. $\times 25$.



Фиг. 3. Катаклаз в молодых гранитах. Обр. 82. Николи $\perp$. $\times 25$.



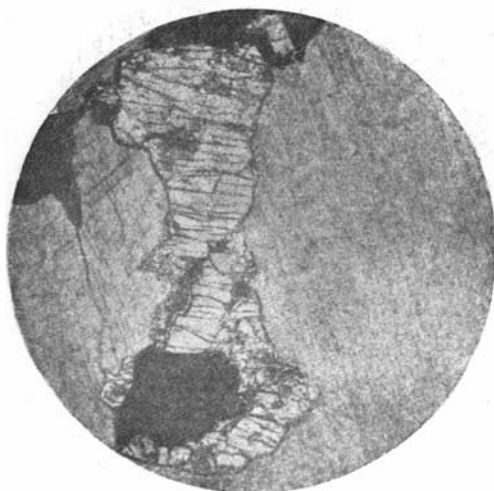
Фиг. 4. Раздробленный древний аляскитовый гранит. Обр. 169. Николи $\perp$. $\times 25$.



Фиг. 5. Крупнозернистое габбро.
Обр. 36. Николи +. $\times 25$.



Фиг. 6. Роговообманково-биотитовый
диорит. Обр. 3. Николи +. $\times 25$.



Фиг. 7. Кристаллический известняк с
диопсидом. Обр. 30. Николи +. $\times 25$.



Фиг. 8. Гнейсированный двуслюдяной
гранит. Обр. 132. Николи +. $\times 25$.



Фиг. 9. Контактный мрамор с форстеритом. Обр. 32. Николи $\perp$. $\times 25$.



Фиг. 10. Двуслюдяной гнейс. Обр. 86. Николи $\perp$. $\times 25$.



Фиг. 11. Залечивание трещин в раздробленном аляските кварцем. Обр. 312. Николи $\perp$. $\times 25$.



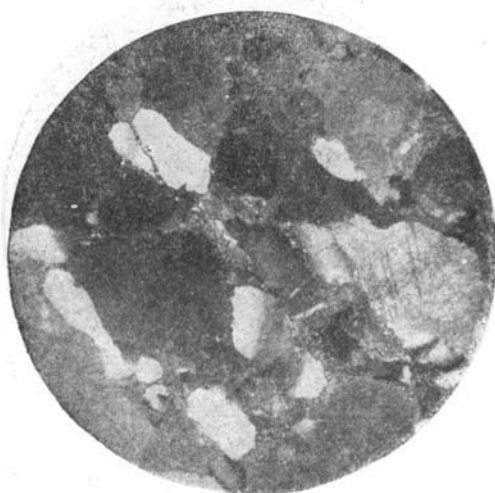
Фиг. 12. Роговообманково-биотитовый среднезернистый диорит. Обр. 1. Николи $\perp$. $\times 25$.



Фиг. 13. Диоритовый порфирит.
Обр. 20. Николи $\perp$. $\times 25$.



Фиг. 14. Залечивание трещин в раздробленном граните альбитом. Обр. 347. Николи $\perp$. $\times 25$.



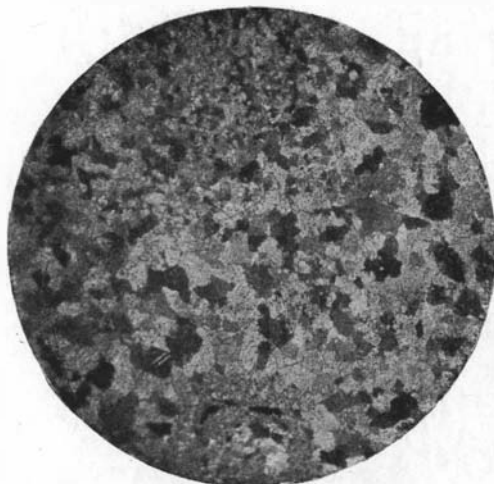
Фиг. 15. Голоустенский песчаник с кластическими зернами кальцита. Обр. 224.
Николи $\perp$. $\times 25$.



Фиг. 16. Монзонит. Обр. 409. Николи $\perp$. $\times 25$.



Фиг. 17. Оливиновое габбро. Обр. 420.
Николи +. $\times 25$.



Фиг. 18. Голоустенский мелкозернистый
известняк. Обр. 316. Николи +. $\times 25$.



Фиг. 19. Гранофировый гранит. Обр. 313.
Николи +. $\times 25$.



Фиг. 20. Архейский кристаллический
сланец с гранатом. Обр. 104. Николи +.
 $\times 25$.

Е. Е. ЗАХАРОВ

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ОЧЕРК УРАЛА

Статья является попыткой дать для Урала схему процессов оруденения, имевших место на протяжении его геологической истории, на основе представлений о его геологическом строении, развитии магматических дифференционных процессов, физико-географических условиях процессов поверхностного металлогенеза и т. п. Она представляет интерес для лиц, работающих в области изучения рудных месторождений Урала, и лиц, интересующихся вопросами металлогенического районирования.

ВВЕДЕНИЕ

Закономерности в географическом распределении месторождений металлических полезных ископаемых уже давно обращали на себя внимание исследователей. Этим было вызвано появление ряда статей, фиксирующих распространение те или иных месторождений металлов в различных областях земного шара, в том числе и СССР. Отсюда возникло представление о металлографических провинциях как областях, характеризующихся преобладающим развитием месторождений определенных металлов. Одновременно исследователи искали ответ на причинность этих закономерностей. Причины последних выяснялись нижеследующими путями:

1) установлением связи процессов оруденения с магматическими явлениями и вытекающим отсюда представлением, что в основу металлогенического районирования должны быть положены принципы деления земного шара на петрографические провинции;

2) установлением зависимости появления в данной области месторождений определенных групп металлов от геохимических законов концентрации и рассеивания элементов. Отсюда вытекает более широкое представление об элементогенетических провинциях, включающих в себя металлические элементы;

3) установлением связи проявления оруденения с геолого-структурными элементами провинции или области. Установлением зависимости, во времени и пространстве, процессов оруденения от характера последовательного развития геологической структуры области, фаз орогенеза, эрозии, т. е. всей суммы процессов, обусловивших геологическое строение области или провинции. В данном случае в основу металлогенического районирования ложится понятие о геологической провинции или регионе, и границы последнего являются границами металлогенической провинции.

Остановимся на этих вопросах несколько подробнее. Глубинные рудные месторождения имеют первоисточником магму, образующую в результате сложных процессов ее затвердевания большое количество разнообразных изверженных горных пород. Уже давно петрографами были подмечены закономерности в географическом распространении изверженных горных пород. Отсюда возникло представление о петрографических провинциях, впервые установленное И. В. Джедом (98) в 1886 г., как областях, внутри которых изверженные породы в течение определенного геологического периода представляют некоторые, хорошо выраженные особенности

в минералогическом составе и микроструктуре. Эти особенности могут служить для отличия их от пород, принадлежащих к той же самой общей группе, которые были одновременно извержены в других петрографических провинциях. Близкое определение дается Харкером (97), по мнению которого петрографическая провинция — это более или менее отчетливо выраженная область, внутри которой изверженные породы, принадлежащие к данному периоду магматической деятельности, представляют некоторые общие черты петрографического характера, прослеживающиеся через все их разнообразие, или в крайнем случае только неясны в некоторых из более крайних членов их совокупности. Несколько иначе, но также близко подходит к этому вопросу Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (53), который выделяет два понятия: петрографической формации и петрографической провинции. Под петрографической формацией он понимает совокупность всех пород, связанных с кристаллизацией какой-нибудь магмы, т. е. породы непосредственно из нее возникшие, контактные ее действия, продукты сплавания и ассимиляции посторонних масс, связанные с нею пегматитовые жилы, месторождения руд и нерудных ископаемых (примеры: гранитная формация, базальтовая формация). Под петрографической провинцией понимаются особенности химического или минералогического состава, характеризующие отдельные географические области распространения горных пород (примеры: провинция Хибинская, провинция Венгерская).

Мы видим, что во всех приведенных определениях петрографических провинций почти совершенно не учитывается значение для этого определения тектонического фактора. В то же время последний, повидимому, часто определяет весь ход процессов, происходящих в магматическом очаге и его отщеплениях. В этом отношении значительно более правильную формулировку дает О. О. Баклунд (11), который петрографическую провинцию определяет как совокупность изверженных пород, приобретших в определенном геологическом комплексе свое место залегания в силу однородной, вполне определенной геотектонической фазы. Действительно, намечается определенная связь между происходившими в определенных участках земной коры геологическими процессами и составом магматических тел, образовавшихся в результате этих процессов. Так, в одних зонах орогенеза мы наблюдаем поразительно полно прошедшую дифференциацию с образованием горных пород от ультраосновных до наиболее кислых фаций кислой магмы; в других районах устанавливается чрезвычайно слабое развитие дифференционных явлений в силу совершенно специфического для данных районов развития геотектонической фазы. Местами под влиянием опять же особого хода геологических процессов намечаются поразительно широко прошедшие явления сплавления и ассимиляции пород кровли и вызванная ими ликвация или образование гибридных горных пород; здесь же необходимо напомнить отмечающуюся многими геологами приуроченность щелочных магм к участкам максимального давления в зонах орогенеза, затем образование норитовых магм, наблюдающиеся проявления недифференцированных базальтовых магм в местах крупных вертикальных расколов земной коры и т. п. Поскольку рудные месторождения глубинного генезиса теснейшим образом связаны с магмой, то уже этим намечается определенная зависимость возможности и наличия металлургических концентраций от характера геологических процессов. Так, образование месторождений руд редкоземельных металлов стоит в связи с появлением щелочных магм; образование синтетически-ликвационных месторождений магнетита находится в тесной связи с ассимиляционными явлениями; магматические сульфидные месторождения типа Седбери находятся в тесной генетической и локальной связи с норитовыми магмами, в то же время последние встречаются преимущественно в обла-

стях, геологически представляющих собой щиты или шельфы. Уже давно установлена приуроченность ряда месторождений металлов к определенным магматическим породам. Дуниты характеризуются платиной и хромитом, габбро-титано-магнетитовыми рудами и т. д. Месторождения этих руд могут образоваться в данной области при условии такого хода дифференциации, при котором образуются соответствующие магматические дифференциаты. Геотектонические условия влияют и на самый механизм образования магматических месторождений руд. Так, в одних случаях рудные минералы концентрируются в магме фузивным путем и образуют собственно магматические месторождения. Последние кристаллизуются или *in situ* (сегрегационные месторождения) или в силу нарушения динамического равновесия перемещаются в расплавленном состоянии, образуя инъекционные залежи.

Поведение газовой фазы в магме находится также в зависимости от геотектонических условий, что в свою очередь обуславливает поведение металлических элементов при остывании магмы. Так, металлические элементы или накапливаются в конечных стадиях кристаллизации, в остаточных магматических, богатых газами расплавах (фузивные месторождения), или выносятся в процессе кристаллизации в виде эманаций за пределы интрузива или в апикальные его части. Повидимому, этими же условиями в значительной мере обусловлена металлоносность пегматитов.

Благоприятными условиями для образования контактовых месторождений являются прогрев горных пород кровли интрузивом и вынос из него эманаций. Но иногда, несмотря на достаточный прогрев интрузивом пород кровли, контактовые месторождения все же не образуются вследствие отсутствия выноса из интрузива эманаций. Последнее возможно при следующих условиях: вертикальное перемещение интрузива в силу орогенических движений происходит, но и в новом положении внешнее давление остается настолько большим, что удерживает в магме растворенную в ней газовую фазу.

Контактовые месторождения не образуются также при недостаточном прогреве пород кровли; это может быть обусловлено небольшими размерами металлоносного интрузива и соответственно небольшим запасом тепла у последнего. В этом случае выносимые из интрузива металлы в виде высоконагретых эманаций могут образовать месторождения руды, очень сходной по вещественному составу с контактовыми месторождениями, но резко отличные по геологическим условиям залегания, по форме и характеру изменения окружающих горных пород.

Таким образом, связь геологических процессов с образованием петрографических комплексов очевидна и в значительной степени определяет накопление соответствующих металлических элементов. С другой стороны, для понимания пространственного распределения этих элементов необходимо отметить важность некоторых геохимических положений. Основными причинами, объясняющими парагенезис элементов, акад. Ферсман (86) считает следующие:

1) Близость химических свойств элементов, обуславливающая образование одинаковых продуктов при геохимических реакциях земной коры. Особенно это относится к редкоземельным элементам: Nb и Ta, Zr и Ti, Be и Al и т. п.

2) Способность данной группы элементов к изоморфным замещениям; совместное нахождение в природе элементов одного и того же ряда Ретгерса. Близость рядов последнего к вертикальным рядам Менделеевской таблицы: K, Rb, Cs; Zn, Cd; As, Sb, Bi.

3) Резкое отличие в химических свойствах, обуславливающее возникновение прочных химических соединений, образующихся с большим выделением тепла (связь S и Ba в $BaSO_4$; K и O в K_2O и т. д.).

4) Совместное нахождение элементов, объединенных общностью происхождения при радиоактивном распаде; например, Ra, U, Y в свинцовых шляпах.

5) Совместное нахождение ряда элементов, объясняющееся их ролью в органическом веществе и их накоплением в процессе жизнедеятельности растений и животных (C, Fe, S и P).

6) Длинный ряд эмпирически найденных закономерностей, которые не укладываются в вышеприведенные рамки и до сих пор остаются необъяснимыми, например: Ag, Pb, Zn, Cd, In, Ge; Sn, W, Mo, Bi; Hg, Sb; As и Au и другие.

Последнее объясняется, повидимому, недостаточной изученностью геохимии многих элементов. Законы геохимии несомненно имеют громадное значение для выяснения вопросов металлогенеза, но геохимический фактор сам по себе доминирующей роли играть не может. Определенные элементы связаны с соответствующими магмами, появление последних есть результат своеобразного течения геологических процессов; например, с уральскими дунитами тесно связаны такие элементы, как Pt, Cr и Ni; с габбро связаны Fe, Ti, V. Дунитовая и габбровая магмы представляют дифференциаты одной родоначальной магмы. Магматическая платина отсутствует в областях, где в результате дифференционных процессов не образовалось дунитов. В отдельных случаях тесные геохимические связи могут быть нарушены своеобразием хода геологического процесса.

Мы видим, что процессы металлогенеза определяются совокупностью геологического, петрографического и геохимического факторов, причем геологический является ведущим и решающим.

При установлении принципов металлогенического районирования мы основывались главным образом на явлениях глубинного металлогенеза. Характер металлогенеза в условиях земной поверхности в значительной мере определяется и направляется развитием геологического процесса, формирующего земную поверхность (геоморфологический фактор). Так же, как для глубинного металлогенеза, здесь большую роль играют законы геохимии, а также биохимии (геохимический фактор). Кроме того, сильно влияет на ход рудообразовательного процесса климат (физико-географический фактор).

В основу существующих представлений о металлогенических провинциях, особенно в части определения их границ, одними геологами принимается географический принцип, другими — физикогеографический, а также петрографический и геохимический. Из всего вышесказанного следует, что единственно правильным будет установление границ металлогенической провинции, как границ определенной геологической провинции или региона.

Различные районы по-разному характеризуются с точки зрения геологической структуры. Обычно выделяются устойчивые участки — щиты и зоны складчатости. Щиты часто представляют древние складчатые зоны, получившие жесткость в процессе накладывающихся фаз орогенеза. Не исключается возможность явлений прогибов, накопления осадков и образования в щитах складчатых зон. Поэтому щиты представляются устойчивыми на данный период. Складчатые зоны впоследствии могут в процессе уплотнения получить жесткость.

Щиты и зоны складчатости обычно резко различаются по характеру проявляющегося в них металлогенеза. Складчатые зоны, являясь в большинстве случаев местами интенсивного проявления магматических интрузивных процессов, характеризуются преобладающим широким развитием рудных месторождений глубинного генезиса. В то же время щиты, где все древние проявления глубинного металлогенеза почти полностью уничтожены длительными процессами эрозии, представляют области аккумуля-

ляции материала, сносимого в процессе эрозии с прилегающих зон складчатости. Таким образом, щиты являются областями широкого распространения рудных месторождений поверхностного генезиса, причем проявление сравнительно молодого глубинного металлогенеза наблюдается лишь в связи с поднятием базальтовой магмы по трещинам глубоких расколов; примером этого, повидимому, являются содержащие никель и платину магматические пирротиновые залежи в траппах (Сибирский щит), норитах Монче-Тундры (Фенно-Скандинавский щит), Седбери (Канадский щит) и т. п.

Месторождения поверхностного генезиса в зонах складчатости количественно, как правило, имеют подчиненное положение.

Необходимо отметить, что при таком определении металлогенических провинций для зон складчатости мы сталкиваемся с некоторыми затруднениями. Почти в каждой зоне орогенеза, помимо завершающей фазы складчатости, устанавливается иногда несколько предшествующих фаз, причем каждая из них в большинстве случаев сопровождалась магматическими процессами и металлогенезом. В то же время является важным, что часто продукты относительно более древнего металлогенеза бывают уничтожены эпохами эрозии, разделявшими во времени фазы орогенеза. В связи с этим преобладают продукты металлогенеза, связанного с наиболее поздними (завершающими) фазами орогенеза и соответствующими им магматическими процессами.

Поэтому, проводя металлогеническое районирование по геологическому принципу, т. е. характеризуя в металлогеническом отношении отдельные области земного шара, в том числе и СССР, обладающие одновременно и одинаковым развитием геологической структуры, мы одновременно должны рассматривать проявления металлогенеза в данном геологическом регионе в разрезе времени (по металлогеническим эпохам).

Также необходимо учитывать, что факторами, осложняющими металлогеническую характеристику области, являются крупные молодые (постминерализационные) дизъюнктивные нарушения, которыми могут быть разобщены и вертикально перемещены друг относительно друга два вполне однозначных в металлогеническом отношении района. Последующая эрозия, учитывая зональность, существующую во многих месторождениях, последовательно будет вскрывать резко различный металлический характер месторождений в этих двух соседних районах.

Металлогенический характер СССР в значительной степени определяется его геологической структурой. В схеме намечается большое палеозойско-мезозойское металлогеническое кольцо, окаймляющее большую устойчивую массу земной коры, так называемый Сибирский щит. Геологическая структура Западносибирской низменности не ясна. Некоторые геологи рассматривают ее как складчатую зону палеозоя.

Окаймляющие щит складчатые зоны представляются в виде кольца, образованного из следующих районов: Новой Земли, Урала, Казахстана, Алтая, Кузнецкого Алатау, Саян, Монголо-Охотского пояса с восточным Забайкальем, Верхоянского хребта, Таймыра и островов Ледовитого океана. Завершающей фазой орогенеза для западной половины кольца явился верхний палеозой, а для восточной половины, повидимому, нижний мезозой. Большая часть металлических концентраций в СССР связана именно с этим кольцом складчатости. Складчатой зоной Урала — Казахстана Сибирский щит отделяется от другого устойчивого участка земной коры — Русской Плиты.

В Средней Азии к упомянутому кольцу причленяется в виде центральных дуг Средней Азии зона складчатости тоже верхнепалеозойско-мезозойского возраста, протягивающаяся через Мангышлак в Донецкий бассейн; не исключается возможность дальнейшего продолжения ее к северу.

западу. Зоны альпийского орогенеза, с соответствующими явлениями вулканизма и металлогенеза, входят в пределы СССР лишь частично и выражаются Кавказско-Памирской зоной как частью складчатости на месте бывшего океана Тэтис и побережьем Тихого океана как частью Тихоокеанского металлогенического кольца.

* * *

Первые попытки дать схему геологического районирования и общей металлогенической характеристики Урала были сделаны Романовым (74, 73). Сводку сведений с обобщениями по месторождениям некоторых металлов как в части распространения их в пределах Урала, так и генетической классификации типов мы находим для платины в работе Высоцкого (17) и для меди у Заварицкого (24, 27).

1. ВОЗРАСТ ГЛУБИННОГО МЕТАЛЛОГЕНЕЗА УРАЛА

Урал является геологической провинцией, в которой процессы орогенеза и вулканизма закончились в основном в конце палеозоя. К этому времени Урал представлял собой зону складчатости, где эффузивно-осадочные образования были уплотнены до предела действовавшим с востока стрессом. Вся система еще более была усложнена внедрением магматических интрузий в находящуюся под большим напряжением толщу горных пород, представлявшую кровлю для данных интрузий.

Считается общепринятым для Урала, что главная и в то же время завершающая фаза орогенеза отвечает во времени герцинской складчатости. Повидимому, в конце данной фазы орогенеза в уплотненных складчатых образованиях Урала, которые в результате длительного действия стресса приобрели некоторую жесткость, начали проявляться радиальные дизъюнктивные дислокации. В пространственной ориентировке последних большую роль играли, с одной стороны, направление действовавшего стресса, вызвавшего меридиональное простирание геологических образований, с другой стороны — существование контрфорса, в виде так называемой Уфимской глыбы, обусловившей изгибы складчатых образований Урала и разрывы северо-западного и юго-западного простиранья (50). Связь магматических интрузивных процессов с орогеническими общеизвестна. Наиболее распространенным является взгляд, что магматические интрузивные горные породы Урала имеют верхнепалеозойский возраст (20). В то же время несомненно, что если интрузии нормальных гранитов являются более молодыми, чем верхний карбон, поскольку они метаморфизуют соответствующие осадочные горные породы, то верхняя возрастная граница интрузий ультраосновной и габбровой с дифференциатами магм устанавливается в высшей степени условно; нижняя возрастная граница этих интрузий определяется средним девоном (51, стр. 463). Не исключается вариант, при котором интрузии основной магмы на Урале происходили в девоне. В этом отношении интересны указания на нахождение гальки пироксенитов, габбро и диоритов в конгломератах среднего девона в Миасском районе ¹ и гальки плагиогранитов в конгломератах верхнего силура в Ивдельском районе (64).

К сожалению, эти чрезвычайно важные для металлогенеза Урала вопросы не могут быть в настоящее время вполне разрешены на имеющемся геологическом материале. Отсюда двойственное решение поставленной проблемы.

Несомненно, что на Урале, в течение палеозоя, имели место два интрузивных магматических процесса, повидимому связанных одним родо-

¹ Устное сообщение В. С. Коптева - Дворникова.

Сараевское и Верхне- Камское Крану Талиловское Талиовское Талиовский массив (в Сибирске) Носовинский наклон, Тылгой Древесный наклон Ветеран бор, Светлый бор	Первоуральское Нусинское Капанское и Качканар Валовское Осминское-Александровское Норышка Андреевское Понровское Светлые рудники Ефимовинское Левинское и Понров Нуринское-Кабашинский массив (поп. Понруша и др.) Менделеевское Дашинское горы Восточные Камские горы	Зарячий наклон Андреевское Понровское Светлые рудники Трубинские рудники (Фроловский, Богомоловский и др.) Надеждинский район Пышминское Родничинское Богородское Васильевское Ключевское Беловинское Зарячий Калитинское и Борок и Борок Небывающее и Карабаш (прииск №9)	Валовское Ильинское Уголь-Постовское Нуринское и Слободы Красноярское Колд.-Васильевское Давыдовское Давыдовское Варшавское Степановское Порубинское Якушевское Ключевское Восточное Намывное-Земляничное Челябинское Камское Давыдовское Солнечное Богородское	Талиловское (Ильинское, Назаровское, Юсмановское) Первоуральск (ур. Гребни) Второе Постовское Павловское Красноярское Колд.-Васильевское Давыдовское Давыдовское Варшавское Степановское Порубинское Якушевское Ключевское Восточное Намывное-Земляничное Челябинское Камское Давыдовское Солнечное Богородское	Второе Постовское Павловское Красноярское Колд.-Васильевское Давыдовское Давыдовское Варшавское Степановское Порубинское Якушевское Ключевское Восточное Намывное-Земляничное Челябинское Камское Давыдовское Солнечное Богородское
---	--	---	---	---	--

начальным очагом. Как будет показано ниже, каждый из этих процессов характеризуется резко отличающимся металлогенезом. Длительность промежутка времени, разделявшего упомянутые два магматических интрузивных и, соответственно, металлогенических процесса, по состоянию современных знаний об Урале не может быть точно определена.

Из теории процессов рудообразования известно, что рудные месторождения глубинного генезиса образуются не только в связи с абиссальными и гипобиссальными интрузиями, но также в связи с эффузивными процессами. Возможность образования на Урале рудных месторождений экстрезивного типа (67) не исключается, особенно принимая во внимание чрезвычайно широкое развитие здесь в нижнем и среднем палеозое вулканических излияний (20). В то же время необходимо учитывать длительность эрозионных явлений на Урале, имевших место с палеозоя по настоящее время. Естественно, что указанные месторождения по своему положению могли быть в первую очередь уничтожены эрозией. Поэтому очень мало данных, чтобы среди металлогенических образований Урала могли быть встречены в настоящее время рудные месторождения, генетически связанные с излияниями лав. Все же возможно, что к этому типу образований должны быть отнесены небольшие месторождения самородной меди с пренитом (27), заключенные в верхнепалеозойских эффузивах в районе Верхнеуральска (Арбузов лог).

Уже отмечалось, что на Урале неизвестны более молодые, чем палеозойские, магматические интрузивные образования; соответственно мы не знаем также глубинных рудных месторождений мезозойского и кайнозойского возрастов. Но вопрос этот не может считаться вполне решенным, поскольку имеются указания на нахождение кварцевых жил в юрских отложениях Мугоджар.¹

Что же касается допалеозойских магматических образований и рудных месторождений, генетически связанных с ними, то этот вопрос для Урала является недостаточно выясненным. Кристаллические сланцы Центрального Урала частично являются метаморфизованными нижнепалеозойскими осадками; часть образований метаморфического комплекса Урала имеет допалеозойский возраст. Последний для гранитных и прочих интрузий, прорезающих кристаллические сланцы, неизвестен.

Судя по относительно слабой степени метаморфизма большинства гранитных интрузий, заключенных в комплексе М, можно предполагать значительно более молодой их возраст (герцинский). Даже в случае существования на Урале древних допалеозойских интрузий трудно ожидать, чтобы генетически связанные с данными интрузиями рудные месторождения могли сохраниться, учитывая многократность глубоких эрозионных процессов.

Таким образом, можно определенно говорить лишь о двух процессах глубинного металлогенеза: более раннем, связанном с интрузией основной магмы, и более позднем — с интрузией нормальных гранитов. Кровлей для обеих интрузий, как уже было выше сказано, являлись эффузивно-осадочные породы палеозойского возраста. Переходим к рассмотрению каждого из металлогенических процессов, начиная с более раннего, отвечающего по времени интрузии основной магмы (табл. 1).

II. ПЕРВЫЙ ПАЛЕОЗОЙСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПРОЦЕСС

Несомненно интрузия была вызвана сильными горообразовательными движениями. Повидимому, внедрение магмы было приурочено к тектоническому контакту кристаллических сланцев докембрия с эффузивно-

¹ Устное сообщение А. Л. Яншина.

осадочными породами нижнего и среднего палеозоя. Наступившие после внедрения магмы ее остывание и дифференциационные явления происходили безусловно под действием сильного бокового давления.

По составу интрузия, повидимому, отвечала базальтовой магме, которая в процессе дифференциации обособила ультраосновную фракцию. Этому способствовала высокая температура кристаллизации и большой удельный вес таких минералов, как самородная платина, хромит и оливин. Значительные количества последних путем гравитационной дифференциации сконцентрировались в глубинных частях очага (96), где в результате их расплавления образовалась анхимономинеральная дунитовая магма.

Металлогенический характер перидотитов

Одновременно процесс кристаллизации магмы привел к образованию (согласно правилу Сорэ в толковании его Д. С. Белянкиным) в холодных частях очага перидотитов, являющихся наиболее ранними продуктами этого магматического процесса. В перидотитах также были сконцентрированы некоторые количества хрома и никеля. Как известно, эти два элемента являются не только металлогенными, но также имеют петрогенный характер. Это выражается в том, что отчасти эти элементы являются химически связанными в силикатах (оливин, пироксен); другая часть хрома выделилась в виде хромита в форме шпир и жил. Перидотитовые массивы, почти нацело впоследствии серпентинизированные, широко распространены среди нижнепалеозойских образований на востоке Урала, реже на его западном склоне (горы Крака). Очень интересным является отсутствие в этих перидотитовых массивах платины, в отличие от платиноносных дунитовых массивов Предуральской основной гряды, что уже было отмечено Заварицким (26) для перидотитового массива Рай-Из.

Металлогенический характер габбро

Отщепление в процессе дифференциации от магмы ультраосновной ее фракции привело к образованию магмы, отвечающей по составу габбро. Затвердевание данной магмы на месте вызвало образование мощных габбровых массивов; часть магматического материала интродировала в более высокие горизонты земной коры с образованием небольших массивов и жильных фаций, отвечающих по составу габбро. Указанные выше перидотиты прорезаются жилами габбро. Это подтверждается фактическими наблюдениями, указания на которые мы находим у Алешкова для Полярного Урала (2), у Молдаванцева и Демчука для Надеждинского района (63), у Кузнецова (51, стр. 404) для Н.-Тагильского и Кировградского районов и у Аршинова и Меренкова (8) для Красноуральского хризотил-асбестового месторождения.

Габбровая интрузия Урала характеризуется типичной для нее геохимической ассоциацией — железом, титаном и ванадием.

Титано-магнетитовые месторождения

Месторождения этих металлов образовались в самых последних стадиях кристаллизации габбро из остаточных магматических расплавов, богатых газами. Наличием большой газовой фазы обусловлена задержка кристаллизации этих расплавов. В состав этой газовой фазы магмы входили хлор, фтор и фосфор, связанные в апатите, тесно ассоциирующемся с рудными минералами. Остаточные магматические рудные расплавы вступали в реакцию с уже затвердевшим габбро, при этом возникали реакционные минералы — биотит и роговая обманка. Процесс кристал-

лизации насыщенного газовой фазой рудного расплава выразился в образовании титано-магнетитовой руды. Автором (38) были детально изучены минералогические особенности титано-магнетитовых месторождений, заключенных в габбро Баранчинского массива. Изучение взаимоотношений главных минеральных компонентов, слагающих руду, показывает, что первым выделился ильменит, затем титано-магнетит, который подвергся распаду в твердом состоянии (явления дистектики) с образованием тонких структур прорастания (тип видмандштетовых структур). Интересно, что количественные соотношения ильменита и магнетита в отдельных зернах с дистектической структурой довольно постоянны (40% ильменита + 60% магнетита). Последним членом разбираемого кристаллизационного ряда являются зерна, в которых количественные соотношения ильменита и магнетита отвечают эвтектике (22—25% ильменита и 75—78% магнетита), что подтверждается пегматитовой структурой прорастаний этих минералов и экспериментальными исследованиями японских геологов (99). Интересно, что зерна чистого магнетита обычно кристаллизуются несколько раньше зерен ильменит-магнетита с эвтектической структурой.

Описанные рудные месторождения наблюдаются в виде неправильной формы и различных размеров шпир, распределенных крайне неравномерно в массе габбро и пироксенитов. В свою очередь пироксениты большей частью являются шпирами габбро.

Титано-магнетитовые месторождения в габбро, таким образом, являются типичными фувивными месторождениями. Малышевым (56), изучавшим детально титано-магнетитовые руды Южного Урала, они относятся к пегматитовым образованиям. Поскольку титано-магнетитовые руды хотя и являются остаточными магматическими образованиями, но не отвечают эвтектическим отношениям компонентов габбро, вряд ли можно их относить к пегматитам. Образование титано-магнетитового остаточного расплава обусловлено не стремлением магмы в процессе кристаллизации к эвтектике, а, повидимому, особыми геологическими условиями, при которых в конечной стадии кристаллизации магмы сконцентрировались летучие компоненты, удержавшие в расплаве тяжелые металлы.

Медно-сульфидные месторождения

В габбровых и пироксенитовых массивах Урала также заключены сравнительно многочисленные медные месторождения: Волковское, Золотой камень, Ухово-Мостовское, 2-е Мостовское, Мурзинское и другие. Изучение этих месторождений позволяет автору выделить среди них несколько генетических типов. Из них наиболее высокотемпературными образованиями являются вкрапленность и небольшие скопления руды, вокруг которых габбро подвергается сильному изменению — гранатизации и актинолитизации. Минералогически руды представлены главным образом пирротинном и халькопиритом. Хорошим примером является месторождение на горе Золотой камень (Сев. Урал), которое относится к гипотермальному типу. Более низкотемпературными, отвечающими мезотермальному типу, являются: Волковское, изученное Замятиным (31) и Исаенко (44), Жеребцовское, Ухово-Мостовское и другие месторождения. Рудные минералы здесь в виде прожилков и примазок локализованы в трещинах отдельностей, представляющих трещины остывания интрузива под действием стресса.

Рудные минералы представлены медным колчеданом, небольшим количеством первичного борнита и пирита. Сопровождающими нерудными минералами являются эпидот, хлорит и пренит. Габбро в участках развития прожилков рудных минералов подвергается сильному изменению,

выражающемуся, помимо общей соскюритизации, еще эпидотизацией и окремнением. Интересно, что помимо только-что описанного типа вкрапленных медных руд в габбровых массивах наблюдались месторождения, представляющие кварцевые жилы с сульфидами (месторождение у Павдинского завода и 2-е Мостовское). Около таких жил габбро превращено в эпидотиты. Сульфидные минералы представлены медным колчеданом, пиритом, блеклыми рудами и вторичными сульфидными минералами.

Несомненно, все эти гидротермальные медные месторождения генетически связаны между собой и, возможно, являются продуктами поствулканической деятельности габбровой магмы. Но не исключена возможность, что эти месторождения являются по отношению к габбро эпигеническим образованием, будучи связаны с интрузией гранодиоритов, происшедшей позднее габбро и представляющей кислый дифференциат габбровой интрузии.

Металлогенический характер дунитов

Дунитовая магма, которая в начальных стадиях кристаллизационной дифференциации обособилась на большой глубине в магматическом очаге, как уже отмечалось, также характеризуется накоплением металлов, в частности платины, хрома и никеля.

Самородная платина и хромит в процессе кристаллизационной дифференциации вместе с оливином погрузились в более глубокие части магматического очага и здесь расплавились вторично благодаря более высокой температуре этих частей магмы.

Новыми горообразовательными подвижками дунитовая магма была выжата в более высокие горизонты земной коры. Местом интрузии явилась все та же ослабленная зона контакта комплекса изверженных горных пород Урала с лежащими к западу от него сланцами комплекса М, в частности непосредственно прилегающие к этому контакту габбро и кристаллические сланцы.

Дунитовая магма интродировала в зоны проявления динамометаморфизма в габбро, выразившегося амфиболитизацией (88). Интрузия сопровождалась реакционными процессами между дунитом и габбро, приведшими к образованию реакционных пироксенитовых оторочек у дунитовых интрузий в габбровых массивах. Таких оторочек не имеют дуниты, прорезающие кристаллические сланцы комплекса М.

Интродировавшая дунитовая магма подверглась кристаллизации; при этом образовались коренные месторождения платины и хромита. Изучение соотношений этих минералов и последовательности кристаллизации дунитов в целом показывает, что главная масса платины и хромита кристаллизовалась раньше оливина.

Кубические кристаллы платины заключены в зернах оливина (16); в шлахх хромита платина входит в состав цементирующих минералов, причем весь шлах в целом является более ранним в образовании по отношению к оливину. Все это позволяет считать самородную платину и хромит продуктами кристаллизации собственно магматической фазы и генетически относить эти месторождения к аккумулятивному типу. В то же время, кроме самородной платины, кристаллизующейся раньше оливина, повидимому существует ее другая генерация, кристаллизующаяся несколько позднее оливина. На этот счет имеются достаточно определенные указания в литературе. Так, Дюпарк (96) отмечает, что он в ряде месторождений наблюдал выделения платины, аллотриоморфные по отношению к оливину. Карпинский (45) рассматривает месторождения уральской платины как продукт эманационной фазы ультраосновной интрузии. Платина сконцентрировалась в насыщенном газами остаточном магмати-

ческом расплаве и в силу резких изменений геологических, а вместе с ними и физико-химических условий была вынесена в более высокие горизонты земной коры аналогично образованию алмазоносных трубок взрывов в Южной Африке. В более поздних исследованиях Бетехтина (12), который отчасти ставил перед собой задачу проверки гипотезы Карпинского, она не нашла полного подтверждения. Все же часть платины на Урале кристаллизовалась, повидимому, позднее оливина. Заварицкий (25) считает, что по мере того, как кристаллизация захватывала дунитовую магму, платиновые соединения концентрировались в остающихся жидких частях дунитовой магмы.

Гидротермальные образования в ультраосновных горных породах

Гидротермальные процессы вызвали серпентинизацию дунитов. В сильной степени проявилась серпентинизация в перидотитах, где она тоже является результатом гидротермальных процессов. Являются ли эти процессы автогидротермальными или это фаза наложения, появлением своим обусловленная более молодой гранодиоритовой интрузией, — этот вопрос в настоящий момент не разрешен.

Во всех проявлениях поствулканической гидротермальной фазы среди основных массивов постоянно устанавливается привнос медных соединений. У самородной платины наблюдаются тонкие оторочки медистой платины, которая образовалась несомненно в связи с серпентинизацией дунитов.

При процессах серпентинизации образуются также сульфиды никеля в гидротермальный хромит. В процессе серпентинизации дунитов и перидотитов хром и никель освобождаются из силикатов (оливин, пироксен); хром перетлагается в виде хромита, а при наличии в гидротермах сероводорода возможно образование сульфидов никеля. Примерами этих образований являются: линза сульфидов никеля (пентландит, никелин, виоларит и миллерит) — Халиловское месторождение (карьер 105); сульфидные прожилки — Назаргуловское месторождение (83); вкрапленность пентландита в змеевиках Халиловского района (35); вкрапленность пентландита и никелина в змеевиках в Первоуральском районе (урочище Гребни). Как известно, в процессе остывания основных магм иногда образуются сульфидные магматические ликвационные месторождения типа Седбери. Необходимо подчеркнуть, что обычно это отличительная черта норитовых пород, которые на Урале в типичном выражении неизвестны. Что же касается сульфидных месторождений, заключенных в габбро Урала, описанных на стр. 115 настоящей работы (Волковское и другие), то они все без исключения носят гидротермальный характер и по геологическим условиям залегания являются эпигенетическими по отношению к вмещающим их габбро. Поэтому напрашивается вывод, что медь и сера принесены термами, представляющими поствулканическую фазу кислой интрузии, генетически связанной с только-что разобранной основной интрузией. Ряд косвенных данных приводит автора к выводу, что большая часть сульфидных месторождений Урала генетически связана с гранодиоритовыми и сиенитовыми интрузиями.

Металлогенический характер плагиогранитов и сиенитов

Генетическая и локальная связь плагиогранитов (гранодиоритов) и сиенитов с габбро выражается в установленных исследованиями постепенных переходах между этими породами и габбро. Они наблюдались автором в Черноисточенской даче к западу от Левихинского рудника,

а также Кузнецовым (51, стр. 381) в Н.-Тагильской и Кушвинской дачах на Среднем Урале.

На ряду с этим необходимо отметить, что местами наблюдаются резко выраженные явления инъекции плагиогранитов и сиенитов в габбро. Такие взаимоотношения между изверженными горными породами в пределах одного интрузивного массива могут быть объяснены геологически одновременным их образованием. В процессе затвердевания интрузивного тела в одних его частях, благодаря кристаллизации *in situ* продуктов кристаллизационной дифференциации, образуются постепенные переходы между габбро и сиенитами или габбро и плагиогранитами; в других частях обособившиеся в процессе дифференциации более кислые фракции магмы выжимаются и интродуцируют в габбро (инъекция плагиогранитов и сиенитов в габбро). Появление в процессе кристаллизационной дифференциации в одних случаях плагиогранитовой, а в других сиенитовой магмы, повидимому, объясняется какими-то специфическими геологическими условиями. К этому вопросу мы еще вернемся.

Контактные месторождения магнетитов

Инъекция плагиогранитной и сиенитовой магмы сопровождалась сильным прогревом пород кровли. Выделяющиеся из магмы эманации, с одной стороны, являлись катализаторами процесса скарнообразования, с другой стороны — отлагали рудные минералы. На Урале превосходно выражены обе фазы контактового процесса. Первая фаза, характеризующаяся магнетитом, гранатом и пироксеном, известна в виде крупных промышленных концентраций, представителями которых являются месторождения гор Магнитной, Высокой и Благодати, Покровское, Ауэрбаховское и другие. Во всех этих месторождениях поразительно слабо выражена вторая фаза минерализации, представленная главным образом пирротинном, медным колчеданом и пиритом; местами встречаются сульфиды кобальта (кобальтовый блеск Покровского рудника).

Контактные медные месторождения

Вторая фаза контактового процесса представлена сульфидами меди и железа (пирротин, пирит, халькопирит), ассоциирующимися с гидроксилсодержащими силикатами (эпидотом, хлоритом). Эта фаза накладывается локально на первую, образуя медно-магнетитовые месторождения, или обособляется в самостоятельные медные месторождения (Турьинские рудники, Меднорудянский).

На границе между этими фазами очень часто происходит накопление молибдена. На Урале контактовые образования молибденита обнаружены в Турьинских рудниках.

Вторая фаза контактового процесса по своим физико-химическим условиям ближе стоит к гидротермальному процессу.

Интересно, что в конечных стадиях контактового процесса образовались такие относительно низкотемпературные минералы, как сфалерит, галенит, сульфосоли меди и свинца, сульфиды и арсениты кобальта, и наблюдается серицитизация скарнов (Турьинские рудники и Меднорудянский).

Все эти контактные месторождения заключены в скарнированных породах кровли сиенитовой и плагиогранитной интрузии, часто в непосредственном контакте интрузии со скарнами.

Контактным рудным месторождениям Урала посвящен ряд монографических исследований, проведенных Федоровым и Никитиным (87), Зава-рицким (27 и 23) и другими.

Фузивные месторождения магнетита в сиенитах

В самих сиенитах также заключены рудные месторождения (интересно, что в плагиогранитах таких образований не встречено). По минералогическому составу это магнетитовые месторождения, и наблюдаются они в виде жиллообразных и штокообразных тел или в самих сиенитах, или на контакте сиенитов с заключенными в них большими глыбами габбро (месторождение Евстюнихинское). В некоторых месторождениях присутствует в больших количествах фтор и хлорсодержащий апатит (Лебяжинское); отмечается присутствие датолита (Липовая гора). Все это отчасти характеризует газовую фазу сиенитовой магмы. Указанные месторождения несомненно генетически связаны с сиенитами. Очень возможно, что они представляют фузивные магматические месторождения, образовавшиеся из остаточных, богатых летучими компонентами рудных расплавов сиенитовой магмы. Вряд ли эти месторождения можно причислить к пегматитам, поскольку они не являются близкими эквектике силикатных расплавами. Появление в некоторых из этих месторождений продуктов эманационно-гидротермальной фазы указывает, что условия последних стадий формирования этих месторождений часто отвечали гидротермальному процессу. Повидимому, местами имеется тесная локальная связь этих месторождений с аналогичными по составу контактовыми; последние образовались по времени раньше первых под влиянием теплового и эманационного воздействия на кровлю той же сиенитовой магмы.

Ход процесса остывания гранодиоритовой магмы, приведший к ее кристаллизации, сопровождался рядом отщеплений от нее силикатных расплавов и эманаций. Последние проходили все стадии остывания и, конденсируясь, превращались в гидротермы, которыми на Урале образовано довольно большое количество металлических месторождений.

Гипотермальные гематито-магнетитовые месторождения

К числу наиболее высокотемпературных образований этого типа должны быть отнесены гематито-магнетитовые месторождения, заключенные в диабазах и других эффузивных породах. Месторождения имеют форму жиллообразных тел, а магнетит и гематит тесно ассоциируются с гранатом, эпидотом, актинолитом, турмалином; в небольших количествах иногда присутствуют сульфиды. Эти месторождения генетически представляют эманационно-гипотермальные образования. Особенно много таких месторождений было осмотрено и изучено автором на территории б. Богословского горного округа.

Гипотермальные пирротиновые залежи

Также высокотемпературными образованиями являются пирротиновые залежи Урала. Таких месторождений не много, и все они не велики по размерам. На основании изучения этих месторождений автор установил, что они имеют преимущественно форму линз или чечевиц, существенно состоящих из пирротина. Другие минералы (халькопирит, пирит, хлорит, кварц) прорезают массу пирротина в виде прожилков. Редко присутствуют в небольшом количестве гематит и магнетит. Большинство этих месторождений характеризуется хлоритизацией рудовмещающих горных пород; генетически эти месторождения могут быть отнесены к гипотермальным. Примерами являются Рогаткина яма, Березогорское, Васильевское, Ключегорское. В Пышминском месторождении наряду с пирротинном имеет существенное развитие халькопирит.

Отличительной чертой рассматриваемых месторождений является постоянное отсутствие в рудах никеля, который обильно содержится в магматических пирротиновых месторождениях или в виде пентландита, или в виде изоморфной примеси в пирротине. Эта геохимическая особенность пирротиновых месторождений Урала вполне вяжется с геологическими условиями их залегания, минералогическим составом и характером изменения рудовмещающих горных пород, а также подтверждает их генетическую связь с гранодиоритовой (плагиогранитной) магмой. Как уже выше было отмечено, на Урале не известны в типичном выражении норитовые горные породы, с которыми обычно бывают генетически и локально связаны магматические никельсодержащие пирротиновые месторождения.

Колчеданистые месторождения Урала

Интересно, что пирротиновые месторождения по составу резко обособленно стоят от наиболее распространенной на Урале группы колчеданистых медных месторождений, которые характеризуются абсолютным отсутствием пирротина. Медно-колчеданистые месторождения Урала являлись до самого последнего времени главной сырьевой базой меди для всего Союза.

Колчеданистые месторождения Урала подверглись многочисленным исследованиям. В числе главнейших работ по этим месторождениям необходимо отметить более старые статьи Дюпарка и Сигг (18), Стикнея (100), более поздние статьи Заварицкого (19, 24, 27, 28), Захарова и Юшко (32, 33, 34, 36, 37, 39, 40, 93 и 94), Замятина (29, 30), Суслова и Меркулова (81, 82), Меркулова и Иванова (59), Афанасьева и Исаенко (9, 10), Саакьяна (75), Амирасланова (3, 4), А. Иванова (41, 42) и др.

Месторождения заключены в эффузивно-осадочном комплексе пород, представляющем тот субстрат, в который вторглась металлоносная интрузия. Большая часть этих месторождений находится в районах с преобладающим развитием пород кровли и залегает над интрузивами, но в то же время вблизи их краевых частей, выходящих на современную земную поверхность. Являясь месторождениями, залегающими ниже эродированных высших точек интрузива, они, по классификации Эммонса, могут быть отнесены к типу эпибатолитовых (92). Для части месторождений (Таналык-Баймакский район) интрузивы не вскрыты эрозией (криптобатолитовый тип).

Петрографически комплекс рудоносных пород очень сложен. Его компонентами являются эффузивно-туфовая серия и осадочные породы. Кроме того, этот сложный комплекс прорезается интрузиями и жилами основных и кислых горных пород. Все эти породы подверглись интенсивным дислокациям, выразившимся в определенных зонах в сильном раздроблении, смятии и перетирании пород. Особенно сильно этим нарушениям подверглись горные породы рудоносного комплекса в средней части восточного склона Урала, находящейся против Уфимской глыбы. Под действием сильного бокового давления и под влиянием диффузии твердых, жидких и газообразных растворов эффузивные породы претерпевали зеленое изменение (84). Интенсивность этого изменения эффузивных пород, достигая максимума в средней части Урала, постепенно ослабляется к северу и к югу, вполне согласуясь с уменьшением в тех же направлениях динамических нарушений. Сильным изменениям, часто выражающимся в перекристаллизации известняков, подверглись и осадочные породы. Особенно сильное изменение претерпели породы рудоносного комплекса под влиянием кислой интрузии и ее поствулканической фазы. Эти изменения выразились в интенсивной серицитизации, пиритизации, элидоти-

зации и окварцевании пород. Участки серицитизованных пород территориально связаны с меридиональными полосами сильно рассланцованных эффузивных пород, причем эти полосы местами прослеживаются на десятки километров. Серицитизованные породы сильно рассланцованы и часто сильно перемяты. Они залегают обычно в виде линз или участков неправильной формы, среди также сильно рассланцованных эффузивных пород. Все это дает основание предполагать существование больших меридиональных дислокационных линий в рассматриваемом комплексе пород. По этим линиям, повидимому, произошло смятие, раздробление и перетирание пород. Этими же зонами смятия воспользовались пары и газы поствулканической фазы кислой интрузии, изменившей дислоцированные породы в серицитовые сланцы.

Особенно сильно измененными и сложными являются те части рудоносного комплекса, где на явления динамометаморфизма и связанного с ним зеленокаменного изменения были наложены гидротермальные изменения поствулканической фазы кислой интрузии с генетически и локально с ними связанными процессами рудоотложения.

В деталях строения тектонические рудоносные зоны часто представляют ряд параллельных, с разветвлениями, полос сильного смятия горных пород, сопровождающегося соответственно сильными гидротермальными изменениями. Приуроченность последних к тектоническим зонам явилась причиной превосходного морфологического выражения зон на земной поверхности. Частое разветвление этих зон, возможно, обусловлено существованием в горных породах, до образования тектонических зон, трещин отдельностей и других структурных элементов регионального характера. Эти направления могли оказаться ослабленными и, таким образом, благоприятными для рассланцевания, гидротермальных изменений и рудоотложения. Формы и пространственная ориентировка рудных тел в значительной мере обусловлены геологической структурой рудоносных участков.

Морфологически месторождения представлены преимущественно согласно залегающими с вмещающими динамометаморфизованными породами — рудными жилами и линзами. Известны случаи постминерализационных сильных нарушений и динамометаморфизма, примерами которых могут являться Дегтярское и Зюзельское месторождения.

Все эти месторождения по минералогическим ассоциациям и по характеру метаморфических изменений боковых пород поразительно сходны. Тем не менее при их изучении удастся выделить ряд генетических групп или типов. Во-первых, может быть выделена группа месторождений, которая по своим физико-химическим условиям отвечает переходному типу, представляя гипо-мезотермальные образования. В большинстве случаев в этих месторождениях пирит является преобладающим минералом. Другие рудные минералы — халькопирит и сфалерит встречаются в небольших количествах. Из высокотемпературных рудных минералов в небольших количествах присутствуют арсенопирит и магнетит, а из нерудных встречаются кварц, калиевая слюда, хлорит, актинолит, турмалин, роговообманковый асбест.

Рудовмещающие породы подвергаются актинолитизации, хлоритизации, а местами турмалинизации. Примером таких относительно высокотемпературных пиритовых залежей являются Белореченское, Калатинское и Зюзельское месторождения. Количественно больше группа месторождений, представляющих типичные мезотермальные образования, также существенно состоящие из пирита (70—80% от массы руды). Медным минералом является халькопирит (5—15% от массы руды). Наконец, другие минералы присутствуют в небольших количествах; к их числу могут быть отнесены сфалерит, фальзрц, кварц, барит. Количество последнего в некоторых месторождениях (Карабаш) довольно велико.

Изменения рудовмещающих пород выражаются главным образом в серицитизации, а также в хлоритизации. Примерами месторождений являются Красногвардейское, Ново-Левинское, Дегтярское, Дзержинское, Ворошиловское, Сталинское, Первомайское и другие.

Наконец, может быть выделена группа месторождений, в которой пирит находится в подчиненных количествах. Эти месторождения преимущественно состоят из цинковой обманки, в несколько меньшей степени из медного колчедана. Обычно рудные образования находятся в тесной локальной связи с месторождениями предыдущей группы. Из других рудных минералов присутствуют фальерцы, галенит, а из нерудных, помимо кварца, много барита; наблюдался постоянно рутил, редко флюорит (Юрьевское месторождение). Характер гидротермальных изменений рудовмещающих горных пород соответствует сравнительно низкотемпературным образованиям рудных агрегатов. Породы подвергаются серицитизации, каолинизации и окварцеванию. Примерами этих медно-цинковых месторождений являются Левихинское, Карпушинское, Таналыкское, Восточносеменовское, Троицкое, Графское, Уваряжское и месторождение им. Третьего Интернационала. В некоторых месторождениях в сравнительно больших количествах присутствует галенит (Южная Кузнечиха, Уваряжское, Мелентьевское).

Для всех колчеданистых месторождений устанавливается общая, хорошо выдерживающаяся последовательность рудоотложения. Процесс начинается фазой кристаллизации арсенопирита — пирита, ассоциирующихся с кварцем, хлоритом, апатитом, а местами с турмалином, альбитом и роговообманковым асбестом. Вторая фаза рудоотложения, локально накладывающаяся на первую или независимо обособляющаяся, представлена сфалеритом, халькопиритом, галенитом, борнитом, фальерцем, кварцем, баритом и рутилом. Последний кристаллизуется раньше всех минералов второй фазы, приблизительно характеризуя температурные условия процесса (температура образования рутила по Сенармону около 200°C).

Третья фаза установлена лишь для немногих колчеданистых месторождений Урала. Она отчетливо выражена в месторождениях Таналык-Баймакского района, Мелентьевском и Карпушинском и характеризуется гипогенным самородным золотом с галенитом, фальерцем, баритом и кварцем. Эта фаза везде носит ясно более низкотемпературный характер, чем предшествующие глубинные минеральные ассоциации.

Последняя, четвертая, фаза глубинной минерализации наблюдается также далеко не во всех месторождениях и представлена главным образом фальерцем и баритом. Из других минералов необходимо отметить опал, халцедон и гипогенный гипс. Эта последняя фаза местами непрерывно сменяет предшествующие фазы минерализации, накладываясь на уже образованные месторождения. Местами же наблюдается определенный перерыв между этими фазами минерализации, что подтверждается хотя бы тем, что прожилки минералов этой последней фазы приурочены к трещинам отдельности в рудных телах. Необходимо также отметить, что в более поздних фазах определенно намечается тенденция замены мышьяка сурьмой, т. е. вместо теннатита появляется тетраэдрит, но сурьмяного блеска в этих месторождениях не наблюдалось.

Длительность процесса остывания рудоносных гидротерм обусловила неравномерное наложение более низкотемпературных фаз на более высокотемпературные и привела к нарушению нормальной зональности в первичном оруденении колчеданистых месторождений Урала. Повидимому, именно такого рода наложением обусловлено обогащение более глубоких горизонтов (глубже 400—450 м) месторождений цинком в виде цинковой обманки. Вряд ли это является результатом процессов вторичного

сульфидного обогащения. В этом случае указанные горизонты нужно было бы относить к наиболее глубоким частям зоны цементации (учитывая высокую растворимость и легкость переноса солей цинка кислыми водами).

Отличительной чертой большинства колчеданистых месторождений является их образование путем метасоматического замещения рудовмещающих сланцев. Обычно наблюдаются постепенные переходы от сланцев без сульфидной вкрапленности, через сланцы с вкрапленностью различной интенсивности, к сланцеватым рудам (где сохраняется структура сланцев) и далее к конечному продукту метасоматизма — массивным рудам. Рудному метасоматизму благоприятствовали предшествующие сильный динамометаморфизм рудовмещающих пород в зонах смятия и рассланцевания и гидротермальные изменения этих пород (серицитизация, хлоритизация и другие).

Мезотермальные кварцевые жилы со свинцом и медью

В тех же полосах эффузивных и осадочных пород нижнего и среднего палеозоя, на восточном склоне Урала, заключены редкие и небольшие месторождения свинцовых и медных руд, представленные, по наблюдениям автора, кварцевыми жилами с параанкеритом и серебросодержащим свинцовым блеском (серебрянный рудник около Первоуральска, Ермаковский рудник близ Алапаевска и др.), кварцевыми жилами с пиритом, халькопиритом и фальерцем (Ключевской рудник, Якушиногорский и другие). Время образования и генетическая связь этих месторождений с магмой не ясны. Возможно, что они представляют продукты гидротермальной деятельности той же плагииогранитной магмы.

Необходимо отметить, что часть кварцевых жил с редкими выделениями сульфидов (пирит, халькопирит, борнит) является более древней по образованию, чем колчеданистые медные месторождения. Так, кварцевые жилы выполняют трещины отдельностей в глыбах массивных порфиров, строго локализуясь в пределах глыб. Последние затерты в тектонических зонах, представляющих полосы динамометаморфизованных и серицитизованных альбитофиров, впоследствии подвергшихся метасоматическому замещению рудными минералами, образовавшими колчеданистые месторождения.

Мезотермальные месторождения марганца

Представителем мезотермальных месторождений марганца является Сопальский рудник (около Нижнего Тагила). Месторождение представляет (14) метасоматическую залежь в доломитизированных известняках. Первичные руды представлены родохрозитом, пирохроитом и гаусманитом; в меньших количествах присутствуют гематит, пирит, сфалерит, оловосодержащий галенит (установлен автором), барит, доломит, манганокальцит и псевдоофит. Месторождение локально и генетически связано с сиенитами, представляющими дифференциат габбровой магмы. Сиениты характеризуются сравнительно высоким содержанием марганца (до 1%); кроме того, в скарнах контактовых месторождений, обусловленных этой сиенитовой интрузией, наблюдается накопление марганца в виде бустамита (гора Липовая, Казанское и Глинское месторождения).

Доказательства генетической связи сульфидных месторождений с плагииогранитами

Выше была указана некоторая условность, которая допускается нами при установлении генетической связи колчеданистых месторождений, а также многих других проявлений гидротермального сульфидного оруде-

нения Урала с плагиигранитами. Большинство отмеченных рудных месторождений заключено в породах, являющихся кровлей не только для плагиигранитной интрузии, но также средой, в которую интродуцировали габбро, сиениты и даже нормальные граниты.

В то же время многие месторождения руд заключены целиком в породах кровли, находясь на большом расстоянии от интрузивов. Поэтому генетическая связь может быть установлена лишь косвенно. Такими данными, подтверждающими генетическую связь колчеданистых месторождений с кислым дифференциатом габбровой интрузии, а именно — с плагиигранитами, является строго выдержанная, по крайней мере для Среднего Урала, локальная связь колчеданистых месторождений с плагиигранитами, затем характер металлоносности плагиигранитов, — несомненно генетически связанные с плагиигранитами контактовые медно-сульфидные месторождения характеризуются составом, близким к месторождениям колчеданов. Но так как в этом отношении плагииграниты однозначны в поведении с тесно связанными с ними сиенитами, то естественно возникает вопрос: не образованы ли колчеданистые месторождения эманациями и гидротермами, вынесенными из сиенитовой магмы?

При решении данного вопроса необходимо учитывать характер металлоносных эманаций, о котором мы можем судить не только по составу рудного агрегата, но также по продуктам гидротермальных изменений рудовмещающих горных пород. Низкие содержания K_2O в породах, не измененных гидротермальными процессами (гранит, порфир, альбитофир), и соответственно высокие — в конечных продуктах этих изменений (серпичитовые сланцы) позволяют говорить о несомненном привносе K_2O эманациями или гидротермами. Мною были проделаны приблизительные подсчеты на примерах этих явлений в Верхнетагильской и Черноисточенской дачах, показавшие, что количество K_2O , привнесенного при серпичитизации альбитофиров, приблизительно отвечает количеству K_2O , составляющему разницу в его содержании у плагиигранитов и сиенитов (табл. 2, стр. 126—127). Это позволяет предполагать, что появление путем дифференционных процессов плагиигранитной магмы, возможно, сопровождалась выносом больших количеств K_2O . Если допустить, что сульфиды тяжелых металлов выносились в виде комплексных соединений сульфид тяжелого металла + сульфид щелочи (Фриман), то можно произвести приблизительный подсчет количества железа и серы, выносимых эманациями одновременно с K_2O .

Приведенные соображения дают право говорить о более тесной генетической связи колчеданистых месторождений с плагиигранитами. Наконец очень важно установить, что действительно все рассмотренные сульфидные месторождения являются продуктом эманационной и гидротермальной деятельности кислых дифференциатов габбровой интрузии, а не более поздней интрузии нормальных гранитов.

Существенными критериями при решении данного вопроса могут являться: 1) общий геохимический характер месторождений, генетически связанных с интрузией габбро и ее дифференциатами; 2) более древний возраст всех разобранных месторождений по сравнению с временем интрузии нормальных гранитов.

Отличительной чертой всех рассмотренных месторождений от магматических их наиболее низкотемпературных гидротермальных образований является их поразительно постоянный железо-медный состав. Действительно, эти два металла являются количественно резко преобладающими над всеми остальными элементами в большинстве месторождений.

Железосодержащие рудные минералы (магнетит, гематит, пирротин, цинит) в большинстве случаев слагают основную массу рудных тел.

Независимо от генетического типа месторождения и минералогического состава руды среднее содержание железа в последней колеблется от 40 до 60%. Количественная характеристика железа (металлического — в тоннах), содержащегося в месторождениях различных генетических типов, приведена на табл. 3 (см. 128 стр.).

Возможны и другие различия в геохимическом характере рудных месторождений, генетически связанных с плагиигранитами и нормальными гранитами. При установлении геохимических особенностей рассматриваемых месторождений необходимо учитывать существование общего родоначального очага для обоих магматических интрузивных и соответственно металлогенических процессов. Тем не менее более основной характер первого интрузивного процесса мог отразиться на содержании в рудах соответствующих элементов. В то же время возможно качественное тождество в геохимических ассоциациях элементов, поскольку в обоих случаях рудные месторождения образовывались эманациями и гидротермами, отщепившимися от кислых дифференциатов магмы.

Помимо преобладающих железа и меди, в сульфидных месторождениях, генетически связанных с плагиигранитами, присутствуют следующие элементы: цинк, свинец, мышьяк, сурьма, олово, золото, серебро, кадмий, индий, таллий, висмут, кобальт, теллур, селен, сера, кремний, барий, титан, калий, натрий, марганец, фосфор, хлор, фтор и другие. Интересно отсутствие в рудах хрома и никеля. Необъяснимое пока исключение представляет Чурольское колчеданное месторождение с содержанием Ni 0.09%.

Большая часть из перечисленных металлических элементов встречается в ничтожно малых количествах. Некоторые элементы присутствуют в рудах постоянно: золото, мышьяк, сурьма, олово, селен; другие встречаются лишь в определенных типах месторождений; так, цинк, кадмий, индий, таллий, свинец наблюдаются преимущественно в медно-цинковых месторождениях.

Для рудных месторождений, генетически связанных с плагиигранитами, типичны небольшое содержание кремнезема и большие количества серы.

Для рудных месторождений, генетически связанных с нормальными гранитами, устанавливается присутствие почти того же перечня элементов, что и для месторождений, генетически связанных с плагиигранитами. В то же время явно преобладающими являются золото, вольфрам, редкие земли; существенное значение имеют мышьяк, сурьма, ртуть, свинец и висмут.

Кроме того, необходимо отметить, что для большинства этих месторождений рудным телом является кварц, в противоположность вышеописанным типам месторождений, где рудные тела сложены сульфидами железа.

Более древний возраст многих из разобранных месторождений (в частности колчеданистых) подтверждается сильнейшим динамометаморфизмом, которому подверглось большинство указанных месторождений под действием герцинского орогенеза.

Динамометаморфизм в колчеданистых медных месторождениях Урала выразился в деформации рудных тел, которые при этом приобрели форму линз; последние часто имеют тектонические контакты с вмещающими их породами.

Большинство колчеданистых месторождений характеризуется развитием систем трещин отдельностей, которыми руда разбивается на параллелепипеды. Иногда эти трещины представляют сложно изогнутые поверхности. Во многих месторождениях количество этих трещин очень велико, и они отстоят на небольших расстояниях друг от друга; одновременно многие из этих трещин характеризуются зеркальными поверхностями.

ТАБ

Диаграмма возможного поведения K_2O при процессахВ ы н о с K_2O

Географические определения	Площадь в кв. метрах	Объем в куб. метрах	Вычисленное содержание K_2O в плагиограните				Вычисленное предполагаемое содержание K_2O в том же объеме интрузива при условии сиенитового состава				
			Удельный вес плагиогранита	Общий вес плагиогранита в тоннах	Среднее содержание K_2O в %	Количество содержащегося K_2O в тоннах	Удельный вес сиенита	Общий вес сиенита в тоннах	Среднее содержание K_2O в %	Количество K_2O в тоннах	Количество K_2O , вынесенного вместе с металлами из магмы в процессе ее кристаллизации в тоннах
Плагиигранитный массив у Антоновского завода	3725000	3725000	2.74	10207000	1.30	132700	2.77	10318000	4	412700	280000
Плагиигранитные массивы против Аблейского и Юрьева камня и к западу от Левихинского рудника	2832500	2832500	2.74	7761000	1.30	110900	2.77	8233000	4	329400	218500
Плагиигранитный массив к западу от Карпушинского рудника	1540900	1540900	2.74	4222000	1.30	54900	2.77	4229000	4	169100	114200
Σ . . .	8098400	8098400		22190000		298500		22782000		911200	612700

При допущении, что K выносился из магмы типа K_2S , FeS_2 , из

Иногда руда имеет мостовидную структуру, типичную для метаморфических образований.

В числе особенно сильно дислоцированных месторождений необходимо отметить Зюзельское, для которого Дюпарк (18) устанавливает нарушение

ЛИЦА 2

сульфидной минерализации Урала

П р и в н о с K_2O

Географические определения	Площадь в кв. метрах	Объем в куб. метрах	Вычисленное содержание K_2O в серицитовых сланцах				Вычисленное предполагаемое содержание K_2O в том же объеме пород при условии их альбитового состава				Количество K_2O , принесенного и при процессах серицитизации и оруденения в тоннах
			Удельный вес серицитового сланца	Общий вес серицитового сланца в тоннах	Среднее содержание K_2O в %	Количество содержащегося K_2O в тоннах	Удельный вес альбитового сланца	Общий вес альбитового сланца в тоннах	Среднее содержание K_2O в %	Количество K_2O в тоннах	
Полосы серицитовых сланцев от дер. Горбуново до Антоновского завода	2400000	2400000	2.80	6720000	4.08	274200	2.72	6528000	0.90	58800	215400
Полосы серицитовых сланцев от р. Каменки до р. Шайтанки (включая Левихинский рудник)	2925000	2925000	2.80	8190000	4.08	334200	2.72	7956000	0.90	71600	262600
Полосы серицитовых сланцев района Карпушинского рудника (к югу от р. Шайтанки)	547500	547500	2.80	1533000	4.08	62500	2.72	1489000	0.90	13400	49100
	5872500	5872500		16443000		670900		15973000		143800	527100

в эманациях в виде двойного сульфида
магмы было вынесено (в тоннах):

K = 796900

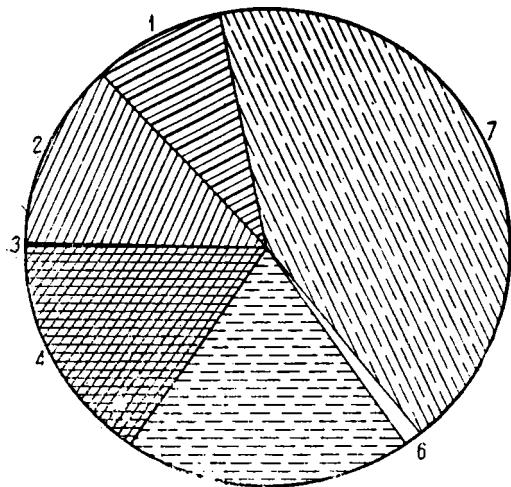
S = 980700

Fe = 443900

типа гемиотропного сдвига. Мне лично представляется, что аномальная для колчеданов Урала жильобразная форма Дегтярского месторождения обусловлена захватом первоначального рудного тела в большую тектоническую зону северо-западного простираания (50); при этом рудное

тело было раздроблено, растянуто в направлении движения (современная длина рудного тела около 5 км) и впоследствии уплотнено. Интересно, что

ТАБЛИЦА 3.



1 — магнитические месторождения магнетита и титано-магнетита, 67 млн. тонн металл. железа; 2 — гипотермальные месторождения гематита и магнетита, 81 млн. тонн металл. железа; 3 — гипотермальные пирротины, 0,4 млн. тонн металл. железа; 4 — мезотермальные месторождения колчеданов, 117 млн. тонн металл. железа; 5 — мезотермальные месторождения сидеритов, 120 млн. тонн металл. железа; 6 — контактовые месторождения сульфида, 6 млн. тонн металл. железа; 7 — контактовые месторождения магнетита 355 млн. тонн металл. железа.

в рудном теле, по данным наблюдений в горных выработках, установлены порфировые жилы, прорезающие руду и вместе с последней сильно динамометаморфизованные. Руда в отдельных участках месторождений настолько сильно разбита трещинами, что легко рассыпается на большое количество мелких брусочков и тонких плиточек.

Отсутствие четких минералогических и микроструктурных критериев проявления метаморфизма (рудобластические ряды) не позволяет более определенно решить вопрос о степени метаморфизма разбираемых месторождений. К числу безусловно метаморфизованных колчеданистых месторождений может быть отнесено месторождение Европейское (заключенное в комплексе М).

Несомненно, динамометаморфизму подверглись также магнетито-гематитовые и пирротиновые гидротермальные месторождения, заключенные в тех же рассланцованных эффузивно-осадочных по-

родах нижнего и среднего палеозоя.

Мезотермальные сидеритовые месторождения

В свете изложенного большой интерес представляют сидеритовые месторождения, заключенные в нижне- и среднепалеозойских осадочных породах западного склона Урала. Генезис этих месторождений до настоящего времени вызывает большую дискуссию. Ряд геологов (Чернышев, Краснопольский, Конюшевский, Ковалев) относили эти месторождения к типу инфильтрационных образований, связанных с циркуляцией вадозовых вод. Другая группа геологов (Земятченский, Самойлов, Заварицкий, Мокшанов, Миропольский) рассматривают эти месторождения как продукт гидротермальных процессов. Миропольский (60) в результате изучения Бакальского месторождения приходит к выводу, что в настоящем виде оно представляет продукт длительного процесса минералообразования, в котором можно выделить следующие пять этапов:

- 1) доломитизацию — обогащение карбонатных пород вдоль трещин сброса магнием путем замещения и перекристаллизации известняков;
- 2) сидеритизацию — обогащение доломитизированных известняков и доломитов углекислым железом путем замещения и перекристаллизации их;
- 3) минерализацию — обогащение сидерита сульфидами железа, меди, свинца и целым рядом минеральных ассоциаций других элементов;
- 4) турьизацию — декарбонатизацию сидерита и дегидратацию лимонитов с образованием малогидратной окиси железа — турьита;

5) лимонитизацию — гидратацию сидерита и турьита с расщеплением и обособлением друг от друга марганцевых и железистых соединений.

Резко отличной точки зрения на генезис этих месторождений придерживается Наливкин (66), который считает, что: 1) источником железа в железорудных месторождениях западного склона Южного Урала были коренные месторождения в докембрийских отложениях Среднерусской Плиты; 2) по генезису они являются осадочными, но некоторые из них претерпевали вторичные изменения благодаря метасоматическим процессам; 3) месторождения эти связаны с определенными свитами.

К типу осадочных образований эти месторождения относятся также А. Д. Архангельским (7).

Несколько иначе процесс формирования месторождения представляется другими авторами, которые выделяют три стадии этого процесса: 1) накопление осадков, в том числе и первичного рудного вещества, на дне Бакальской лагуны и последующие диагенетические их изменения; 2) глубокие диагенетические изменения и метаморфизм осадочного и рудного материала; 3) выветривание (окисление и гидратация) первичных руд.

Аргументация отказа от гидротермального генезиса и критерии, на основании которых месторождение относят к типу осадочных образований, не вполне убедительны, особенно учитывая, что многие характерные черты маскируются последующим динамометаморфизмом и наложенным гидротермальным метаморфизмом (вероятно, гидротермами интрузии нормальных гранитов). С мнением о наличии сильной метаморфизации месторождения можно вполне согласиться.

Пластообразная, а местами неправильная гнездо- и штокообразная форма рудных тел и наличие прослоек глинистых сланцев, разделяющих пласты руды, также хорошо могут быть объяснены особенностями процесса избирательного метасоматического замещения горных пород рудным материалом под действием гидротерм. При этом процессе не исключается возможность образования руды с однородной структурой, но последняя, возможно, обусловлена последующим метаморфизмом. В то же время ряд данных (ясно выраженные переходы по простираанию и по падению сидеритовой руды в доломитизованные известняки, значительная мощность рудной толщи при небольшом площадном распространении, сравнительно небольшая мощность рудных тел, наличие в рудных агрегатах барита, сульфидов, свинца, меди, железа, протяженность оруденения на большую глубину), указываемых исследователями (Заварицкий, Мировольский и другие), говорит за гидротермальное образование месторождения.

Очень возможно, что первоначально месторождения представляли мезотермальные метасоматические образования, впоследствии подвергшиеся сильному динамометаморфизму. В этом случае месторождения можно связывать с теми же кислыми дифференциатами габбровой интрузии (преобладающий металл в этих месторождениях железо в виде сидероплежит; более древний возраст руд по сравнению с интрузией нормальных гранитов). Примерами этих месторождений, кроме Бакальских, повидимому, также являются Комарово-Зигагинские.

III. ВТОРОЙ ПАЛЕОЗОЙСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПРОЦЕСС

Вторая по времени эпоха глубинного металлогенеза Урала отвечает верхнему палеозою и обязана интрузии нормальных гранитов. Последние имеют широкое распространение на восточном склоне Урала. В распространении гранитов наблюдается интересная закономерность, а именно — главная масса гранитных массивов наблюдается на Южном и Среднем Урале. Отсутствие их на Северном Урале, возможно, обусловлено тем, что здесь они перекрыты третичными отложениями. Гранитные мас-

сивы имеют неправильные формы и часто извилистые очертания. Морфологически, в горизонтальном сечении они большей частью напоминают мощные линзы, разделенные узкими полосками из пород кровли. Возможно, эти линзообразные массивы нормальных гранитов представляют собой части одного большого батолита, разделенного участками неэродированной кровли, причем на небольшой относительно глубине под породами последней залегают сплошные массы гранитов. Интрузивы залегают обычно согласно с вмещающими породами, но местами наблюдается ясное несогласие с погружением в массу гранитов участков кровли. В гранитах обычно развиты различные системы трещин. Процесс остывания магмы под давлением привел к образованию систем трещин отдельностей, закономерно ориентированных по отношению к направлению действовавшего стресса. В некоторых массивах выражены в равной степени все три системы трещин отдельностей, которыми граниты разбиваются на параллелепипедальные глыбы.

Необходимо отметить, что для большинства среднеуральских гранитных массивов характерна слабая нарушенность дизъюнктивными дислокациями. В то же время ряд южноуральских массивов (Кочкарский, Челябинский) характеризуется сильным усложнением геологической структуры. Причиной этого, возможно, является особое географическое положение этих массивов — против южного конца Уфимской глыбы, т. е. места, где меридиональные полосы пород Урала резко изгибаются к западу. Широко распространенные в этих массивах системы радиальнолучистых трещин трактуются как трещины кручения (15, 90); возможно, они возникли именно вследствие своеобразного динамического воздействия на эти гранитные массивы. Повидимому, пространственное положение радиальнолучистых трещин обусловлено не только направлением действовавшего стресса, но также пространственной ориентировкой региональных структурных элементов (кливажных трещин), из которых в процессе усложнения структуры получились разрывные трещины, сопровождавшиеся милонитизацией.

Для большинства гранитных массивов характерна сравнительная однородность состава, что указывает на большую дифференцированность магмы к моменту ее интрузии. В то же время необходимо отметить далеко не достаточную в петрографическом отношении изученность гранитных массивов.

Наибольшим распространением пользуются биотитовые граниты, меньшим развитием характеризуются двуслюдистые разновидности. С гранитами дифференциально связаны плагиограниты и диориты, слагающие иногда апикальные части массивов. В некоторых массивах (Верхне-Исетский, Челябинский и другие) установлено большое количество включений пород кровли, в большей или меньшей степени подвергшихся метаморфизму и ассимиляции, с образованием участков скарнов (Согринский рудник, Палкинские копи) или амфиболовых и титановых шпиров (68, 76).

Большой интерес представляет появление жильных фаций в массивах нормальных гранитов. Жильные породы представлены обычно пегматитами, аплитами, лампрофирами и кварцевыми жилами. В географическом распространении лампрофировых и аплитовых жил особых закономерностей не отмечено.

Пегматиты наблюдаются в большинстве гранитных массивов, но существенно различаются по характеру металлоносности. Среди гранитных массивов Урала Мурзинско-Алабашский массив резко выделяется металлоносностью пегматитов. Из других лишь в Сысертском массиве встречается пегматит с редкими зернами топаза. Что же касается Мурзинско-Алабашского массива, то в нем устанавливаются два типа пегматитовых жил: стерильные безрудные пегматиты, ориентированные вкрест простирания

вещающих горных пород, и пегматиты, пространственно ориентированные согласно с вмещающими породами и несущие бериллий, молибден, олово, фосфор и редкие земли. Нахождение в россыпях Санарки монацитов позволяет предполагать, что и в Кочкарском гранитном массиве имеются металлоносные пегматиты.

Резко также различаются гранитные массивы по насыщенности кварцевыми жилами, в особенности металлоносными. Последние имеют широкое развитие лишь в двух массивах — Кочкарском и Челябинском. Эти массивы, как уже было выше отмечено, характеризуются своеобразной тектоникой (возможно, обусловленной особым географическим положением массивов на Урале), подготовившей благоприятную среду для рудоотложения.

В других гранитных массивах рудоносные кварцевые жилы встречаются очень редко (Кунаро-Заводская жила в Верхне-Исетском массиве). Некоторые гранитные массивы характеризуются почти полным отсутствием даже безрудных кварцевых жил. Такие особенности в распределении кварцеворудных жил, кроме причин, указанных для Кочкарского и Челябинского массивов, возможно, также вызваны различными глубинами эрозионных срезов массивов нормальных гранитов.

Металлогенический характер нормальных гранитов

Рудные месторождения, несомненно генетически связанные с нормальными гранитами, являются преимущественно месторождениями золота, мышьяка, вольфрама и редкоземельных элементов (табл. 1). Такие месторождения заключены непосредственно в самих гранитах. Их частая приуроченность к тектоническим трещинам, которыми разбиты граниты, позволяет судить о том, что они образовались после затвердевания гранитов. Значительно сложнее положение с установлением генетической связи с нормальными гранитами для месторождений, залегающих в породах кровли данной интрузии. Решение вопроса здесь возможно лишь косвенным путем, а именно — выяснением совокупности следующих данных: локальной близости месторождений к массивам нормальных гранитов; залегания их в дифференциальных отщеплениях этих гранитов; залегания их в верхнепалеозойских (точно фаунистически установленных) отложениях; геохимического характера месторождений, связанных с интрузией нормальных гранитов.

Контактные месторождения вольфрама

Систематизация всех проявлений минерализации, связанных с нормальными гранитами, дает возможность установить генетический ряд месторождений, наиболее высокотемпературным членом которых являются контактные месторождения вольфрама (Гумбейское месторождение). Впрочем, для этого месторождения генезис еще точно не установлен. Здесь, видимо, на контактные процессы наложались процессы значительно более низкотемпературные (78, 80).

Кварцево-полевошпатовые золотоносные жилы

Дальнейший процесс кристаллизационной дифференциации привел к образованию длинного ряда месторождений, преимущественно гидротермального генезиса. Наиболее высокотемпературными из них мы можем считать кварцево-полевошпатовые золотоносные жилы, которые некоторыми геологами причисляются к типу аляскитов (22).

Что касается их генезиса, то остается неясным, являются ли они магматическими образованиями и представляют, таким образом, наиболее

кислый член дифференционного процесса, или эти кварцево-полевошпатовые жилы являются результатом кристаллизации гидротерм, являющихся продуктом отщепления и конденсации магматических эманаций.

Кварцево-полевошпатовые жилы характеризуются содержанием самородного золота (Искандеровский и Дашкинский прииски). Кроме золота, присутствует вольфрам в виде шеелита (кварцево-полевошпатово-шеелитово-золотые жилы). Таких жил на Урале не много. Они известны главным образом на Южном Урале, и примером их служат месторождения Гумбейского района (22, 57).

Гипотермальные месторождения вольфрама

Близкими образованиями по физико-химическим условиям являются кварцево-вольфрамитовые и кварцево-шеелитовые жилы, относящиеся безусловно к гипотермальному типу месторождений вольфрама. Они имеют сравнительно широкое распространение, протягиваясь длинной полосой вдоль восточного склона Урала от района Баженова (к востоку от г. Свердловска), где в 1936 г. более 10 кварцевых жил с минералами вольфрама, молибдена и висмута обнаружено около дер. Мезенки, далее через район Багаряка, где наиболее крупным объектом является месторождение им. Третьего года пятилетки, район станции Бишкиль и до Гумбейского района. Большая часть этих месторождений заключена в породах кровли, но часть локализована в кливажных и разрывных трещинах, которыми разбиты металлоносные герцинские гранитные интрузии. Для месторождения им. Третьего года пятилетки характерно, что на фазу кварцево-шеелитовую наложилась фаза сульфидов (арсенопирит, пирит, халькопирит и другие). Широкое развитие пневматолитических и гипотермальных процессов, в связи с интрузией нормальных гранитов, дает основание предполагать присутствие на Урале также кварцево-касситеритовых и кварцево-касситерито-сульфидных жил.

Гипотермальные месторождения золота

Следующим членом этого ряда являются месторождения, представляющие собой кварцево-шеелитовые жилы, в которых имеется золотосодержащий арсенопирит, а также самородное золото. Примером этих месторождений могут служить месторождения Челябинского массива (89). По генетическому характеру мы можем отнести эти месторождения к типичным гипотермальным образованиям, причем доказательством этого, помимо упомянутой мною минеральной ассоциации, является также характер изменений вмещающих пород (березитация и биотитизация). Что касается геологических условий залегания, то эти месторождения приурочены к тектоническим трещинам в гранитном массиве (46).

Относительно более низкотемпературными образованиями, повидимому, являются месторождения Качкарского массива (15 и 90). Здесь в кварцевых жилах мы не имеем ни полевого шпата, ни шеелита. Это кварцево-арсенопиритовые жилы или кварцопиритовые жилы; состав жил: пирит, арсенопирит, сфалерит, галенит, висмутинит, стибнит, халькопирит, пирротин, кварц, биотит, турмалин, хлорит, карбонаты. В отношении изменения боковых пород эти месторождения еще очень близки к Челябинским месторождениям. Здесь также развиты процессы березитации, амфиболитизации и особенно сильно процессы биотитизации продуктов раздробления по тектоническим трещинам. Продукт этих процессов «табашка» — порода, заполняющая эти трещины, — представляет собой гидротермальное изменение милонитов.

Таким образом, Кочкарские месторождения можно также считать гипотермальными образованиями, что подтверждается и геологическими условиями их залегания (в интрузивном массиве). Нахождение в пределах массива жил кварцево-пиритового состава с сульфидами свинца позволяет считать их относительно более низкотемпературными образованиями, отвечающими переходному типу от гипо- к мезотермальным жилам.

Мезотермальные месторождения золота

Рассмотренными примерами ограничиваются месторождения, несомненно генетически и локально связанные с интрузией нормальных гранитов. Для других месторождений, заключенных в породах кровли и находящихся на различных расстояниях от интрузива, установление генетической связи с нормальными гранитами представляет трудности, и решение этого вопроса в большинстве случаев возможно лишь косвенным путем. К числу таких месторождений относятся Березовское и его аналоги — Кремлевское, Шульгинское, Первомайское и другие (43). Месторождения локализованы в березитизованных жилах гранит-порфиров, заключенных в основных изверженных (эффузивных и интрузивных) породах и представляющих отщепления нормальных гранитов. Основные породы часто вблизи оруденения подвергались лиственитизации и хлоритизации. Наиболее богатыми золотом являются кварцево-сульфидные жилы (пирит, фальерц, халькопирит, галенит, айкинит), меньшим содержанием золота характеризуются чисто кварцевые и карбонатно-кварцевые жилы, безрудными являются кварцево-турмалиновые и кварцево-пироксилитовые. Для Березовского месторождения типичны лестничные жилы. Судя по геологическим условиям залегания (акробатолитовый тип), характеру минеральных ассоциаций и изменений рудовмещающих горных пород, — эти месторождения отвечают типу мезотермальных образований.

Мезотермальные золото-медные месторождения

Типичными мезотермальными месторождениями являются кварцево-золото-медные жилы Благодатных рудников (вблизи Свердловска). Жилы залегают или в лиственитизированных основных изверженных горных породах, или приурочены к контактам березитизированных даек гранит-порфира, прорезающих основные изверженные горные породы. Минералогический состав жил: кварц, золотосодержащий пирит, халькопирит, теннантит, тетраэдрит, сфалерит и галенит.

Мезотермальные метасоматические свинцово-цинковые месторождения

К типу мезотермальных месторождений может быть отнесено Покровско-Андреевское месторождение свинцово-цинковых руд (77). Это месторождение частично является представителем почти не известного на Урале типа полиметаллических рудных месторождений замещения в известняках. Первичные руды состоят из преобладающего сфалерита, затем галенита, пирита, арсенопирита и иорданита ($4\text{PbS} \cdot \text{As}_2\text{S}_3$). В поверхностной зоне наблюдаются карбонаты свинца и цинка, смитсонит, с незначительными количествами монгеймита и гидроцинкита, церуссит и лимонит. Эта часть месторождения морфологически представлена различных размеров гнездами. В известняках наблюдаются также рудные жилы, образовавшиеся метасоматически путем замещения известняка вдоль рудопроводящего канала (трещины). Здесь руды состоят из галенита, пирита и сфалерита. Относительные количества сульфидов сильно варьируют. Наконец, часть месторождения носит типичный жильный характер. Жилы

молочно-белого кварца содержат небольшие количества сульфидов — пирит, арсенопирит и галенит. Самородное золото наблюдается в виде листочков и чешуек. Редко встречаются турмалин и фуксит. Известняки около таких жил замещаются темнозелеными и белыми слюдами (флогопит и хлоритизирующий биотит); иногда появляется тремолит и кварц.

Таким образом, для месторождения отмечаются сравнительно высокотемпературные изменения рудовмещающих горных пород, кроме того намечается генетическая и локальная связь с пегматитами. Тем не менее основная масса рудного агрегата, несомненно, образована гидротермами, повидимому в условиях мезозоны.

Мезотермальные золото-сурьмяно-ртутные месторождения

Мезотермальными образованиями также являются Аятско-Арамашевские и Коневско-Шайдурихинские месторождения золота, сурьмы и ртути. Повидимому, все эти месторождения генетически связаны с Верх-Исетским гранитным интрузивом; большая часть жил заключена в породах кровли этого интрузива. К числу наиболее высокотемпературных жил окрестностей с. Аятского относятся не содержащие золота кварцево-турмалиновые жилы с сидеритом и арсенопиритом, кварцево-гематитовые и кварцево-эпидотовые жилы; низкотемпературными, отвечающими по своему образованию мезоэпитермальным условиям, являются сурьмяно-ртутные жилы. Последние локализованы в жилах альбитового порфира; здесь же наблюдаются многочисленные золотосодержащие кварцевые прожилки. По минералогическому составу сурьмяно-ртутные месторождения характеризуются киноварью, стибнитом, тетраэдритом, фаматинитом и очень редко реальгаром. В районе Шайдурихи жилы ориентированы преимущественно широтно; среди них количественно преобладают слабоминерализованные золотом кварцевые жилы, затем кварцево-карбонатные жилы с подчиненными количествами карбонатов и барито-кварцевосульфидные жилы, где из сульфидов присутствуют пирит и халькопирит; самородное золото в этих жилах медистое. В районе с. Коневского в кварцевых жилах встречаются золотосодержащий пирит, арсенопирит, сфалерит и галенит. Как видим, подавляющее большинство рудоносных жил являются мезотермальными.

Золоторудные месторождения, генетически связанные с нормальными гранитами, а локально с ультраосновными породами, известняками и лиственитами

В заключение рассмотрения проявлений металлогенеза, генетически связанного с интрузией нормальных гранитов, необходимо остановиться еще на одном типе образований, а именно на золоторудных месторождениях, заключенных в ультраосновных горных породах. Среди змеевиковых пород Урала сравнительно широко распространены породы, обладающие роговиковым строением и залегающие в виде тел, имеющих иногда трубчато-жилообразную, но большей частью крайне неправильную форму. По составу эти породы крайне разнообразны, а именно: диопсид-хлорит-гранатовые, хлорит-гранатовые, хлорит-карбонатные, хлоритовые, хлорит-цоизитовые, известково-силикатные, везувиановые, кремнистые и другие. Большая часть этих роговиковых образований является продуктом метаморфизма змеевиков пневматолитово-гидротермальными агентами. В отдельных случаях, возможно, образование таких пород произошло путем десиликации кислых отщеплений гранитной магмы в процессе проникновения их через толщу змеевиков. Повидимому, в тесной связи с дея-

тельностью агентов поствулканических процессов гранитной интрузии стоит образование лиственитов за счет змеевиков. Несомненно, листвениты могли также образоваться в процессе метаморфизма известняков.

Интересно, что в ряде точек с гидротермальными фазами этих процессов связано образование месторождений золота. Классическим примером золоторудного месторождения, связанного с жилами диопсид-хлорит-гранатового роговика в змеевиках, является прииск № 9, на горе Карабаш (69, 49 и 54). Самородное медистое золото, содержащее около 20% меди, в тесной ассоциации с карбонатом отлагалось в трещинках, которыми разбиты диопсид-хлорит-гранатовые породы и прилегающие хлоритизированные змеевики.

Известны случаи концентрации золота в гидротермальных образованиях асбеста, представляющих также продукт изменения змеевиков эманациями и гидротермами гранитной магмы (Соймоновская долина). Известны промышленные примеры концентрации золота в лиственитах Южного Урала (18); интересно, что здесь золото также очень часто тесно ассоциируется с небольшими количествами меди.

Выше уже был подчеркнут резко отличный геохимический и минералогический характер большинства рудных месторождений, генетически связанных с интрузией нормальных гранитов. Действительно, золото концентрируется почти во всех эманационных гидротермальных продуктах интрузии нормальных гранитов. Также большим распространением пользуется вольфрам, меньшим висмут, мышьяк, свинец, сурьма и ртуть. Крайне характерны очень небольшие количества связанных в этих месторождениях железа, меди и цинка.

В то же время необходимо отметить, что, конечно, нет полной уверенности в правильном отнесении к той или иной интрузии (в смысле генетической связи) ряда рудных месторождений, отстоящих далеко от интрузивов. Установление связи только по геохимическому характеру является недостаточно убедительным. Основываясь отчасти именно на геохимическом характере, а также принимая во внимание возраст рудовмещающих пород, я все же генетически связываю с интрузией нормальных гранитов сравнительно многочисленные и в то же время небольшие по размерам месторождения свинцового блеска, заключенные преимущественно в каменноугольных известняках западного склона Урала (бассейн р. Ыльча и многие другие).

Металлогенический характер нефелиновых сиенитов

В заключение рассмотрения процессов глубинного металлогенеза необходимо отметить значение в рудоносном отношении щелочной интрузии Урала. Щелочные породы имеют крайне небольшое развитие. Массив нефелиновых сиенитов (миаскитов) и сопровождающих их щелочных сиенитов, в виде узкой полосы, расширяющейся линзообразно на концах, находится на Среднем Урале, непосредственно против Уфимской глыбы. Очень возможно, что своим появлением щелочная интрузия обязана особым геотектоническим условиям (сильному действию стресса против контрфорса — Уфимской глыбы), в которых происходила кристаллизационная дифференциация магмы нормальных гранитов. Непосредственно генетически и локально связанными с щелочной интрузией являются месторождения щелочно-земельных металлов, ильменита и самородков; они преимущественно находятся в связи с пегматитовым процессом щелочной интрузии. Достоверно связанных с последней гидротермальных месторождений других металлов неизвестно. Отсутствие этих месторождений, возможно, обусловлено небольшим развитием щелочной интрузии

на Урале. В то же время необходимо отметить, что и для многих других областей как СССР, так и всего земного шара характер глубинного металлогенеза, связанного с щелочными магмами, недостаточно ясен.

IV. ЭПОХИ ПОВЕРХНОСТНОГО МЕТАЛЛОГЕНЕЗА УРАЛА

Переходим теперь к выяснению характера металлогенических процессов, отвечающих во времени периодам размыва, и одновременно максимального проявления поверхностного металлогенеза на Урале (табл. 4, стр. 138—139).

Допалеозойская эпоха (?)

Начиная рассмотрение с наиболее древних металлогенических эпох, необходимо отметить, что сведения наши о проявлении суперметаллогенеза в допалеозое крайне скудны и отрывочны.

Железо. Имеются указания на нахождение метаморфизованных первично-осадочных железорудных месторождений (Нижне- и Верхне-чувальские месторождения в Вишерском районе) в метаморфическом комплексе М(1), но возраст этих отложений недостаточно точно определен. В настоящее время являются более распространенными образования поверхностного металлогенеза палеозойского возраста. Среднепалеозойская металлогеническая эпоха характеризовалась накоплением алюминия, железа и марганца.

Среднепалеозойская эпоха

Эта эпоха на Урале своеобразна по физико-географическим условиям — для нее характерно образование древней коры выветривания на границе верхнего силура и нижнего девона.

Алюминий. Действительно, по наблюдениям автора, лежащим боком бокситовых месторождений Северного Урала (Богословское, Красная Шапочка и др.) является неровная изъеденная поверхность розового известняка, покрытого корками пористого железистого боксита; наблюдаются стяжения последнего; светлые разности боксита иногда имеют реликтовую структуру известняка. Помимо незначительных инфильтрационных образований, широкое развитие имеют промышленные бокситовые месторождения осадочного генезиса (6, 65).

Образование последних, повидимому, происходило путем выноса глиноземистого материала вадозовыми водами из указанных инфильтрационных образований. В процессе переноса окислы глинозема измельчались до коллоидального состояния и выпадали в виде гидрогелей глинозема на дне бассейна. Доказательствами осадочного генезиса этих месторождений являются: пластобразный характер и преимущественно согласное залегание рудных залежей с вмещающими породами и хорошая выдержанность рудных пластов по простиранию; минералогический состав (диаспор, аллофан, лептохлориты, гетит, пирит, кварц) и оолитовая структура; проявляющиеся в некоторых горизонтах слоистость и переслаивание с известняками (Ивдельское месторождение), сланцевыми глинами и битуминозными известняками (Красная Шапочка); нахождение в отдельных слоях сингенетической фауны — кораллов.

Палеозойский возраст устанавливается также дислоцированностью месторождений (однозначной для рудных тел и вмещающих пород), метаморфизмом рудных залежей, как региональным, так особенно гидротермальным, повидимому в связи с гранодиоритовой интрузией. Наложение гидротермальных процессов выразилось в образовании прорезающих бокситы и вмещающие породы прожилков, состоящих из кальцита, халькопирита, пирита, хлорита и гематита. Наконец, нахождением гальки

бокситов, залегающей в основании юрских континентальных угленосных отложений (керны буровых скважин Углеразведки в Богословске). Естественно ожидать, что в Среднем Урале метаморфизм бокситовых месторождений должен был проявиться значительно сильнее. Очень возможно, что некоторые корундовые месторождения Урала (Коковинская яма у ст. Мраморской и Теченское месторождение) представляют глубокометаморфизованные бокситовые месторождения.

Магнетит. Сильно метаморфизованными (региональным и гидротермальным метаморфизмом) являются также нижне- и среднепалеозойские первично-осадочные месторождения марганцовых руд. Везде они тесно связаны с кремнистыми осадочными породами (яшмами, кремнистыми сланцами, кварцитами). Большинство этих месторождений представлено толщами яшм и кремнистых сланцев, сильно обогащенными родонитом, который местами наблюдается в виде сплошных линз. Месторождения сравнительно широко распространены на Южном Урале и меньше на Среднем Урале (Седельниковское месторождение Орлеца).

Железо. Процесс образования конгломератных и оолитовых красных железняков имел широкое распространение на Урале (55). Такого рода залежи известны на протяжении от района Кизела до Билимбаевской дачи (Куртымский, Лотарингский, Журавлинский, Тихановский и другие рудники). Конгломератовые руды залегают продолговатыми линзами, вытянутыми согласно простиранию пород. Иногда крупный конгломерат переходит в мелкий, до размеров оолита; такое изменение наблюдается в направлении, перпендикулярном к простиранию. Почвой конгломерата обычно является коралловый известняк, часто с ямообразными углублениями, или мергель с обильной коралловой фауной. Оолитовые руды представляют несомненно морские осадочные образования. Конгломератовые являются продуктом размыва оолитовых руд в эпоху жизни кораллов. Повидимому, значительная часть оолитовых руд уничтожена среднедевонской трансгрессией.

Сравнительно небольшое количество достоверно известных рудных месторождений поверхностного генезиса, относящихся по времени своего образования к среднему палеозою, повидимому, объясняется, с одной стороны, проявившимися в среднем и верхнем палеозое в грандиозном масштабе магматическими процессами, со всеми сопровождавшими их поствулканическими явлениями, сильно изменившими породы кровли, а вместе с ними и заключенные в них древние минеральные образования, с другой стороны — глубоко прошедшей эрозией Урала.

Пермская эпоха

При установлении двух магматических интрузивных, а одновременно и металлогенических процессов для Урала, естественно, возникает вопрос о наличии и характере эпохи поверхностного металлогенеза, разделявшей эти два процесса. К сожалению, по этому вопросу не имеется убедительных данных, и следующей по времени, достаточно четко выраженной эпохой поверхностного металлогенеза является пермская. Таким образом, последняя следует после почти полного завершения образования гипогенных рудных месторождений, связанных с вышеуказанными магматическими процессами. Созданная герцинским орогенезом Уральская горная гряда уже в процессе своего воздымания начала энергично денудироваться. В течение огромного периода времени (от перми до конца мезозоя) горная страна подвергалась выравниванию до степени пенепплена действием континентальных проточных вод. Разрушению подвергались как горные породы, так и заключенные в них рудные месторождения. Материал разрушения в виде растворимых солей металлов, а также обломков

ТАБЛИЦА 4
Эпохи поверхностного металлогенеза Урала

Название эпохи	Металлы	Минералы	Генетические типы месторождений	Источник материала	Примечание
Допалеозойская	железо	красный железняк, магнетит	метаморфизованные	(?)	Вишерский район
Среднепалеозойская	алюминий	бокситы (диаспоровые)	осадочные	эффузивные и осадочные породы	Красная Шапочка Богословское Ивдельское и др.
	марганец железо	родонит, гидроокислы Mn гидроокислы Fe	осадочные и метаморфизованные осадочные и обломочные (?)		Ю. Урал Западн. склон Урала
Пермская	медь	сульфиды меди, малахит, азурит хризоколла	осадочные и инфильтрационные	глубинные медные месторождения восточного склона Урала	Медистые песчаники западн. склона Урала
	ванадий	фольбортит	инфильтрационные	титан-магнетитовые месторождения в габбро	»
	хром	волконскоит	инфильтрационные	хромитовые месторождения и хромсодержащие силикаты в ультраосновных породах	»
Мезозойская	никель	гарниерит, Ni-содержащие псиломелан-вад и опал-халцедон	инфильтрационные	змеевики	Ю. Урал (Халилово)
	медь	халькантит	остаточные (железн. шпалы)	колчеданистые руды	Ю. Урал (Блява)
	железо	гидроокислы ярозиты	осадочные остаточные	изверж. горные породы	Ю. Урал (Халилово) (Блява)
	золото	самородное золото	обломочные	колчеданистые руды гипогенные месторождения золота	Ю. Урал (Ак-Карга)

Современная

алюминий	бокситы (гидрагилитавые)	инфильтрационные	изверженные и осадочные горные породы	Алапаевское и др.
золото	самородное золото	обломочные (аллювиальные и элювиальные россыпи)	гипогенные месторождения золота	
платина	самородная платина	То же	гипогенные месторождения платины в дунитах	
медь	окислы и вторичные сульфиды	инфильтрационные и остаточные	гипогенные медные месторождения	
железо	гидроокислы	остаточные	колчеданистые месторождения	Бакал и др. Галкинское, Билимбаевское и др. месторождения Валунчатые руды гор Благодати, Высокой и др.
	гидроокислы	остаточные	сидеритовые мезотермал. месторождения	
	гидроокислы сферосидерит	инфильтрационные (метасомат. и карстовый типы)	изверженные породы и железорудные месторождения	
	магнетит, мартит	обломочные	контактовые магнетитовые месторождения	
марганец	пирролюзит, псиломелан-вад	инфильтрационные	сиениты и др. изверж. породы олигонитовые песчаники	Биссерское, Марсятское и др. месторождения
никель	гарниерит	инфильтрационные	змеевики	Петровское, Новочеремшанское и др.
кобальт	эритрин, асболян	инфильтрационные	контактовые месторождения кобальта	Покровское, Елизаветинское и др.
алюминий	боксит, алунит	инфильтрационные	осадочные и изверженные породы, скарны	
мышьяк	скородит	остаточные	золото - арсенопиритовые месторождения	Кочкарь
ртуть	киноварь	обломочные	гипогенные месторождения ртути	Россыпи Исковского и Надеждинского районов

перемещался вадозовыми водами в отрицательные элементы рельефа, где и отлагался. Главная масса материала сносилась на склоны Урала. Несомненно, начальные стадии размыва (пермское время) характеризовались особой интенсивностью.

М е д ь. Вдоль западного склона Урала широкой полосой протягивается полоса пермских отложений, заключающая месторождения медистых песчаников (66, 59 и 95), а также фольборгита (13, 86) и волконскоита (71).

Интересно, что на востоке Урала аналогичных образований неизвестно. Возможно, соответствующие отложения скрыты здесь под осадками кайнозоя; но, может быть, отсутствие пермских отложений с месторождениями меди, хрома и ванадия обусловлено абразией нижнетретичного моря, завершившей начатый еще в перми процесс пенепленирования Урала. Медистые песчаники приурочены главным образом к верхам Уфимского яруса, но наблюдаются также в отложениях Казанского и даже в низах Татарского яруса.

Месторождения медистых песчаников образовались за счет гипогенных медных месторождений Урала (медь в габбро, контактовые месторождения, содержащие медь колчеданы), которые подвергались в процессе демулации разрушению, причем медь переносилась частично в виде первичных минералогических форм, совместно с обломками рудовмещающих горных пород, частично в виде растворимых солей. Концентрация такой мелко-распыленной меди в толщах пермских песчаников и конгломератов происходила или в руслах горных потоков, или в небольших бассейнах, выполняющих впадины в предгорной полосе. Концентрация меди в виде сульфидов (халькопирит, халькозин, пирит) в рудных линзах и конкрециях произошла позднее под влиянием грунтовых вод, перетолживших медь в той же толще пород под влиянием восстановителей (битумы, растительные остатки, микроорганизмы). Последующие процессы окисления привели к образованию карбонатов и окислов меди. Все это позволяет относить рассматриваемые месторождения к инфильтрационному типу.

В а н а д и й. В тесной связи с медью находится ванадий, источником которого главным образом явились ванадийсодержащие титано-магнетитовые месторождения в габбро. Ванадий перемещался аналогично меди и концентрировался в той же толще отложений пермского возраста. Фольбортит (ванадиевая кислота, фиксирующая некоторые количества меди, кальция и бария) в тесной ассоциации с азуриком и малахитом или халькопиритом наблюдался в медистых песчаниках многих рудников (Сафроновский, Лазаревский, Новотрифоновский, Воскресенский и другие).

Х р о м. Большой интерес представляет поведение хрома, источником для которого являлись хромитовые месторождения и хромсодержащие силикаты в ультраосновных горных породах Урала. Хром накапливался в виде волконскоита, содержащего до 34% Cr_2O_3 и образующего гнезда и прослойки в медистых песчаниках (месторождения у сс. Ефимята и Ухтыма). В. Крыжановским (71) намечается довольно постоянный горизонт, обогащенный волконскоитом и залегающий выше главного горизонта медных руд. Очень возможно, что хром был принесен с Урала в виде обломков ультраосновных пород (хром химически связан в оливине, пироксене, серпентине), впоследствии подвергшихся разложению с переходом хрома в форму растворимых солей. Пермское время, помимо накопления соединений меди, ванадия и хрома, характеризуется образованием больших масс гипса и солей. Все это определенным образом характеризует физико-географические условия пермской металлогенической эпохи меди, ванадия и хрома.

Интересно, что позднее более или менее заметные концентрации металлов в условиях земной поверхности устанавливаются лишь в меловое время. Происходили ли процессы суперметаллогенеза в триасе и юре, определенных данных не имеется. Поэтому следующей по времени для Урала намечается верхнемезозойская металлогеническая эпоха железа, алюминия, никеля, кобальта, меди и золота.

Ж е л е з о. Так на размытой и карстированной поверхности палеозоя, представляющей древнюю кору выветривания, в основании континентальных меловых пород (болотно-озерные отложения) залегают многочисленные железорудные месторождения — Алапаевское, Каменское, Синарское и другие (48, 62).

Древняя мощная кора выветривания местами образовалась на карбонатных породах карбона, местами на верхнедевонских песчаниках, иногда на габбро-диоритовых породах. Рудные залежи состоят главным образом из бурого железняка; местами среди последнего встречаются участки сидерита, которые, по мнению Б. П. Кротова, представляют реликты первичного состава рудной толщи. Месторождения являются несомненно эпигенетическими по отношению к вмещающим породам и, повидимому, представляют метасоматические образования инфильтрационного типа.

А л ю м и н и й. В тесной локальной связи с описанными железорудными месторождениями находятся месторождения руд алюминия (5, 52, 61). Месторождения глинистого боксита известны около Алапаевска, где боксит, по внешнему виду трудно отличимый от глины, приурочен к верхам «беликовой» толщи, которая прикрывает железную руду, залегающую на известняках. Эти месторождения большого промышленного значения не имеют. Месторождения плотного боксита (Алапаевский, Режевский, Каменский и Челябинский районы) приурочены к карстовым карманам в известняках, причем бокситовая масса обычно полностью заполняет карстовые котловины. Повидимому, между окружающими месторождения изверженными горными породами (габбро, перидотиты в Режевском районе, граниты и диориты в Алапаевском районе) и бокситами существует тесная генетическая связь. Изверженные породы дали большую часть кластического материала, в результате латеритизации которого образовался боксит. Мезозойские бокситы характеризуются гидраргиллитовым составом.

Несомненно, процессы латеритизации в это время имели широкое распространение, причем, возможно, латериты образовывали почти сплошной покров на восточном склоне Урала. Последующие процессы размыва уничтожили большую часть латеритового покрова, причем месторождения бокситов сохранились только в пониженных местах древнего рельефа.

Н и к е л ь. Крайне своеобразно протекали в эту металлогеническую эпоху процессы накопления никеля (35, 85). Выветривание никельсодержащих змеевиков Южного Урала в мезозое выразилось в образовании продуктов их изменения, лежащих непосредственно на слабо измененных или свежих разностях змеевиков. Мощность этих элювиальных образований непостоянна и обусловлена рельефом подстилающих плотных змеевиков. Эти элювиальные образования являются оруденелым никелем; при этом максимально оруденелой является нижняя часть рыхлой толщи, местами сохранившая структуру плотного змеевика. Степень оруденелости уменьшается снизу вверх, причем верхняя, почти безрудная, часть толщи иногда имеет слоистую структуру, говорящую о возможном перемыве этих отложений меловым морем. Нижняя граница рудоносной толщи, таким образом, повторяет все элементы рельефа подстилающих змеевиков. В то же время рельеф последних является очень типичным для змее-

виковых массивов Среднего и Южного Урала рельефом мелкосопочника. Рудоносные образования состоят главным образом из серпентина и в подчиненном количестве из вторичного серпентина, магнетита, хромита, псиломелана, лимонита, кварца и других модификаций кремнезема, кальцита, магнезита и гипса. Подстилающие змеевики подверглись в различной степени окремнению. Содержание никеля в нижней части рудной толщи достигает 1.5%, при содержании в верхних частях толщи 0.1—0.5%, а в подстилающих плотных змеевиках 0.2—0.3%.

Никель содержится в рудной толще в виде собственно гарниерита, затем изоморфной примеси в гидросиликате магнезия в состоянии абсорбции в минералах группы вад-псиломелана (до 5.62% NiO), лимоните и халцедоне (опале). Повидимому, в процессе химического и механического разрушения змеевиков растворимые соли железа и магнезия, как элементов более мигрируемых, выносятся, за счет чего элювий змеевика обогащается никелем. Последний, являясь элементом менее подвижным, остается в пределах толщи элювиальных образований, лишь несколько перемещаясь нисходящими водами, и абсорбируется продуктами разрушения в низах толщи. Заимствуется никель из плотных змеевиков, но частично образуется за счет содержащегося в последнем пентландита.

К о б а л ь т. В тесной генетической и локальной связи с никелем стоит кобальт. Происходившая в это же время концентрация последнего выразилась в образовании месторождений асбола, часто находящихся в тесной генетической и локальной связи с месторождениями никеля и железа.

М е д ь. Большой интерес представляет поведение меди в мезозойскую металлогеническую эпоху. Указанные выше для этого времени на Южном Урале климатические условия вызвали в конце мезозоя, на месте выхода на земную поверхность колчеданистых медных месторождений, образование железных шляп, существенно состоящих из ярозита, лимонита, больших количеств халькантита и гипса (Блявинское месторождение, 47).

З о л о т о. Наконец, заслуживают большого внимания процессы накопления в конце мезозоя золота. Последнее концентрировалось в аналогичных с другими металлами физико-географических условиях. Золото заключено в лимонитовом и кремнистом цементе конгломератов (верхнемеловых и нижнетретичных), состоящих из обломков змеевика, кварца и других пород. Конгломераты представляют элювиальные продукты выветривания змеевиков, заполняющих котловины и впадины, в мелкосопочном рельефе плотных змеевиков (Ак-Каргинское месторождение). Золото заимствовано из кварцевых жил, прорезающих змеевики, граниты и прилегающие к ним породы кровли. Как видим, своеобразное поведение золота в мезозойскую металлогеническую эпоху вполне увязывается с поведением других металлов, концентрировавшихся в мезозое в условиях земной поверхности. Многие из этих минеральных образований, повидимому, были уничтожены абразией нижнетретичного моря или перекрыты его осадками. В мезозойскую эпоху, повидимому, подвергались размыву апикальные части гранитных интрузивов, с заключенными в них пневматолитически-гипотермальными месторождениями редких металлов. В связи с этим, древние россыпи должны быть более обогащенными (чем современные) минералами редкоземельных и редких металлов, — возможно, в том числе и олова (касситерит). После регрессии моря в олигоцене вновь началась работа текучих вод. Дальнейшее развитие и углубление гидрографической сети, продолжающееся по настоящее время и выразившееся в образовании террас, стоит в связи с периодическими колебаниями базиса эрозии. В результате Урал вновь подвергается интенсивному размыву. Современный рельеф восточного склона Урала является чисто эрозийным.

Интересно, что западный склон Урала подвергся размыву в значительно меньшей степени. Различной степенью устойчивости горных пород, степенью их сопротивления выветриванию обусловлены резкие различия в гипсометрических отметках. Так, интрузивные породы слагают преимущественно положительные элементы рельефа (увалы); в то же время долины сложены преимущественно осадочными и вулканическими обломочными породами. Геологическая структура Урала обусловила ориентировку увалов и долин, главным образом в меридиональном направлении. Указанным понижением базиса эрозии, связанным с эпейрогеническими движениями в северной части Западносибирской низменности, обусловлено дальнейшее углубление долин в кристаллические породы и разрушение увалов, с одновременным изменением поверхностными процессами заключенных в породах рудных месторождений. Все эти процессы, длившиеся с миоцена или плиоцена по настоящее время, приведшие к перемещению, рассеиванию и концентрации металлов до месторождений промышленных размеров, объединяются нами в одну металлогеническую эпоху, а именно — современную.

Современная эпоха

П л а т и н а. В эту эпоху платина, заключенная в дунитах (в оливине и хромитовых шлирах), в процессе их разрушения освобождалась и перемещалась водными потоками, концентрировалась в аллювиальных россыпях, преимущественно восточного склона, отчасти в пределах Центрального Урала и его западного склона. Естественна локальная связь распространения платины в россыпях с географическим положением массивов дунита. Таким же образом в россыпях концентрируется осмистый иридий, иридий осмий и другие металлы платиновой группы.

З о л о т о. Так же ведет себя и золото, содержащееся в разнообразных гипогенных золоторудных или иных месторождениях, в рудах которых оно присутствует в виде небольшой примеси. Золото концентрируется в элювиальных и аллювиальных россыпях, залегающих или вблизи коренных месторождений (элювиальные россыпи часто лежат непосредственно на коренных месторождениях или находящихся более или менее далеко от них). Местами в одних и тех же россыпях одновременно присутствуют платина и золото, а также ректоземельные минералы (монацит, церит и другие). Во всех перечисленных образованиях мы имеем дело с типичными представителями обломочных месторождений.

Ж е л е з о. Железо в современную металлогеническую эпоху концентрируется в условиях земной поверхности в различных генетических типах. Так, во-первых, чрезвычайно широко распространены месторождения типа железной шпаты, как продукт окисления выходов на земную поверхность колчеданитовых, медных и пирротитовых залежей; к числу остаточных же месторождений должны быть отнесены скопления бурого железняка, образовавшиеся за счет окисления в выходах на земную поверхность сидеритовых мезотермальных месторождений (типа Бакала). К типу обломочных образований относятся продукты выветривания контактовых магнетитовых месторождений; это элювиальные накопления в виде различной величины обломков магнетита, заключенные в глинистой массе (валунчатые руды гор Магнитной, Высокой и Благодади). Железорудные месторождения поверхностного генезиса в современную металлогеническую эпоху образуются также вновь. К числу таких образований относятся инфильтрационные месторождения. Бурый железняк и сферосидерит концентрировались путем метасоматического замещения осадочных, преимущественно карбонатных пород, а также путем выполнения воронок карста (Билимбаевское, Галкинское месторождения и другие).

Источником материала служили главным образом железосодержащие изверженные горные породы.

Марганец. Близким поведением характеризуется марганец, концентрирующийся в условиях земной поверхности в виде месторождений инфильтрационного типа. Марганец заимствуется главным образом из изверженных горных пород (особенно богаты марганцем сиениты), а также образуется за счет выветривания третичных олигонитовых (марганцово-железистых, карбонатных) песчаников с содержанием марганца 10—20% и отлагается в виде пиролюзита, псиломелана и вада в карбонатных породах путем метасоматизма или выполнения карстов (Биссерское, Марсятское и другие месторождения).

Никель. Происходит также накопление в промышленных размерах никеля (70, 79 и 91). Последний в виде гарниерита концентрируется на контакте змеевиков и известняков в полостях, выполненных глиной и продуктами раздробления змеевика, известняка и сланцев. В известняке заключены конкреции и большие скопления халцедона. Кроме гарниерита, никель присутствует в состоянии абсорбции в буром железняке и керзините (лигнит с гипсом, в золе которого содержится до 15% NiO). Источником никеля являются змеевики, из которых в процессе выветривания никель извлекается и, перемещаясь вадозовыми водами, концентрируется в указанных приконтактных полосах (Петровское, Новочеремшанское, Тюленевское и другие месторождения).

Мышьяк. В выходах на земную поверхность золото-арсенопиритовых месторождений наблюдаются скопления скородита (Кочкарские месторождения).

Медь. В разнообразных по составу и генетическому характеру меднорудных месторождениях Урала медь редко сохраняется в зонах окисления. В этих исключительных случаях наблюдается образование иногда больших количеств малахита и азурита, а также куприта, тенорита и атакамита (Меднорудянский, Гумшевский, медь в габбро и другие). Значительно чаще медь концентрируется в виде вторичных сульфидов в зоне цементации (большинство колчеданистых месторождений Урала).

Кобальт образует небольшие скопления эритрина в выходах на земную поверхность контактовых магнетитовых месторождений, в которых кобальт присутствует в виде кобальтового блеска (Покровское месторождение). Кроме того, кобальт абсорбционным путем концентрируется в лимонитах и в асболонах (Елизаветинское и другие месторождения). Во всех случаях поверхностные образования кобальта относятся к инфильтрационному типу.

Ртуть. Интересно накопление в россыпях сравнительно больших количеств киновари, которая заимствована из золото-сурьмяно-ртутных месторождений (россыпи Исовского района, б. Богословского округа, и другие).

Работа закончена 15/II 1937 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аверин А. А. и Гуткина Е. Е. Вишерский железорудный район, главные железорудные месторождения СССР, т. II, ЦНИГРИ, 1934.
2. Алешков А. Н. Дунито-перидотитовые массивы Полярного Урала, изд. Акад. Наук, Матер. Ком. экспедиц. исслед., вып. 18, 1929.
3. Амиросланов А. А. К вопросу о фазах оруденения в колчеданных месторождениях Урала, Пробл. сов. геол., № 7, 1934.
4. Амиросланов А. А. Левихинская группа колчеданных месторождений на Урале, Тр. Геол. инст. Акад. Наук СССР, т. IV, 1934.
5. Архангельский Н. И. Уральские месторождения боксита, Тр. IV Всесоюз. геологической конференции по цветным металлам, вып. IV, стр. 28, 1932.

6. Архангельский А. Д. К вопросу об условиях образования бокситов СССР, Бюлл. Моск. общ. испыт. прир., т. XII, 1933.
7. Архангельский А. Д. и Копченова Е. В. К познанию химического состава железных руд СССР, Тр. Инст. геол. и минерал., вып. II, стр. 24, 1935.
8. Аршинов В. В. и Меренков Б. Я. Красноуральское месторождение хризотил-асбеста, Тр. Института прикл. минерал., 45, 1930.
9. Афанасьева Л. и Исаенко М. Геология и медные месторождения Красноуральского района, Тр. МГРИ, т. I, 1936.
10. Афанасьев Л. М. Геолого-петрографическое исследование изменений боковых пород колчеданных месторождений Красноуральска, Калаты и Дегтярки на Среднем Урале, Тр. Моск. геол.-разв. инст., т. IV, 1937.
11. Баклунд О. О. Петрографическая провинция Ильменских гор, Геол. вестн., т. III, 1917.
12. Бетехтин А. Г. О некоторых особенностях уральских коренных платиновых руд, Горн. журн., № 1, 1930.
13. Богданович К. И. и Ненадкевич К. А. Ванадий. Ест.-производ. силы России, т. IV, вып. 14, стр. 6—7, 1919.
14. Васильев И. С. Геологическое исследование марганцового рудника Сапальского и Липовой горы Нижне-Тагильского горного округа на Урале, Матер. по общ. и прикл. геол., вып. 7, 1922.
15. Высоцкий Н. Месторождения золота Кочкарской системы на Южном Урале, Тр. Геол. ком., т. XIII, № 3, 1900.
16. Высоцкий Н. К. Месторождения платины Исковского и Нижне-Тагильского районов на Урале, Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 62, 1913.
17. Высоцкий Н. К. Платина и районы ее добычи, КЕПС, Полезн. ископ., т. IV, ч. III, вып. II, стр. 167, 1923.
18. Дюпарк и Сигг. Медные месторождения в Сысертской даче на Урале, Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 101, 1914.
19. Заварицкий А. Н. Таналыско-Баймакский меднорудный район, Горное дело, т. I, приложение № 4, 1920.
20. Заварицкий А. Н. Главные черты в развитии вулканического цикла на Урале, Изв. Геол. ком., № 3, стр. 361—397, 1924.
21. Заварицкий А. Н. О железных рудах Бакальских месторождений на Южном Урале, Вест. Геол. ком., № 4, 1925.
22. Заварицкий А. Н. Материалы для изучения золотоносных районов Урала, Матер. по общ. и прикл. геол., вып. 16, стр. 41, 1926.
23. Заварицкий А. Н. Гора Магнитная и ее месторождения железных руд, Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 122, 1927.
24. Заварицкий А. Н. Геологический очерк месторождений медных руд на Урале, ч. I, Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 173, 1927.
25. Заварицкий А. Н. Коренные месторождения платины на Урале, Матер. по общ. и прикл. геол., вып. 108, 1928.
26. Заварицкий А. Н. Перидотитовый массив Рай-Из в Полярном Урале, изд. Всес. геол.-разв. объедин., 1932.
27. Заварицкий А. Н. Геологический очерк медных руд на Урале, Тр. Геол. ком., нов. сер., ч. II, вып. 173, стр. 120, 1929.
28. Заварицкий А. Н. Колчеданное месторождение Блява в Южном Урале и колчеданные залежи Урала вообще, Тр. Геол. инст. Акад. Наук СССР, т. V, 1936.
29. Замятин П. М. Колчеданные месторождения района Богомоловских рудников на Урале, Минер. сырье, № 5—6, 1927.
30. Замятин П. М. Богомоловская группа колчеданных месторождений на Урале, Минер. сырье, № 5—6, 1929.
31. Замятин П. М. Волковское комплексное месторождение, Урал. обл. госиздат, 1933.
32. Захаров Е. Е. Первичные полосатые структуры колчеданных руд восточного склона Урала, Тр. Инст. прикл. минер., вып. 32, Москва, 1926.
33. Захаров Е. Е. Явления замещения халькопирита халькозином в рудах из Карпушинского и Ежевского рудников в Верхнетагильской даче на Урале, Минер. сырье, № 2, 1926.
34. Захаров Е. Е. Колчеданистые месторождения восточного склона Урала, Минер. сырье, № 2, 1927.
35. Захаров Е. Е., Зив Е. Ф., Ульянов Д. Г. Халиловское месторождение никелевых руд Южного Урала, Матер. по геол. и полезн. ископ. Средневожского края, вып. I, Самара, 1932.
36. Захаров Е. Е. Карпушинская группа медно-цинковых месторождений, Тр. II Всес. совещ. по цветным металлам, 1927.

37. Захаров Е. Е. Геологические обоснования дальнейшего развития медной промышленности Урала, Тр. IV Всес. геол. конфер. по цветным металлам, вып. II, 1932.
38. Захаров Е. Е. О содержании апатита в Баранчинском габбровом массиве на Среднем Урале, рукопись, фонд Инст. минер. удобр., Москва, 1934.
39. Захаров Е. Е. и Юшко С. А. Очерки по геохимии Урала, Тр. Инст. минер. сырья, вып. 75, 1935.
40. Захаров Е. Е. и Юшко С. А. Карпушинское медно-цинковое месторождение на Среднем Урале, изд. Акад. Наук СССР, геологич. группа, 1936.
41. Иванов А. Х. Белореченское колчеданное месторождение, рукопись, 1927.
42. Иванов А. Х. Бакр-Узякское месторождение медных руд на Южном Урале, Минер. сырье, № 2, 1929.
43. Иванов Д. А. Золотые россыпи и руды Урала. Metallurgizdat, 1934.
44. Исаенко М. П. Волковское месторождение, печатается в трудах МГРИ.
45. Карпинский А. П. О вероятном происхождении коренных месторождений платины Уральского типа, Изв. Акад. Наук, стр. 133—170, 1926.
46. Крашенинников И. М. К тектонике Челябинского гранитного массива, Ежег. по геол. и минерал. России, 1913.
47. Крейтер В. М. и Роговер Г. В. Блявинское медно-колчеданное месторождение, Пробл. сов. геол., № 6, 1935.
48. Кротов Б. П. и др. Железорудные месторождения Алапаевского типа, т. I, изд. Акад. Наук, 1936.
49. Кузнецов Е. А. Петрографическое описание Соймоновской долины, гора Карабаш, Тр. Инст. прикл. минер., вып. 32, 1927.
50. Кузнецов Е. А. и Захаров Е. Е. К тектонике восточного склона Урала, Бюлл. Моск. общ. исп. прир., отдел геологич., т. IV, № 1—2, 1926.
51. Кузнецов Е. А. и Луцкий В. И. Петрографические провинции СССР, 1934.
52. Лангваген В. В. Некоторые химические исследования пород месторождений боксита на Урале, Тр. IV Всес. геол. конфер., вып. IV, стр. 32, 1932.
53. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрография, 1925.
54. Ложачкин М. П. Карабашское месторождение медистого золота, Тр. Уральск. филиала Акад. Наук СССР, вып. 4, 1935.
55. Марков К. В. Условия залегания оолитовых красных железняков на зап. склоне Урала, Изв. Геол. ном., т. XLV, № 8, 1926.
56. Малышев И. И., Пантелеев П. Г., Пэк А. В. Титано-магнетитовые месторождения Урала, изд. Уральск. филиала Акад. Наук СССР, вып. 1, 1934.
57. Матвеев К. К. Нахождение нового вольфрамового района на Урале, Сообщ. о научно-технич. работах в Республике, вып. XXIII, стр. 33, 1928.
58. Меркулов М. И. и Иванов С. Н. Дегтярское медное месторождение, Цветн. металлы, № 8, 1935.
59. Миropolьский Л. Медные соединения в пермских отложениях Татарской и Чувашской республик и некоторые новые данные к их генезису, Зап. Минер. общ., вып. 1, стр. 60, 1931.
60. Миropolьский Л. Бакальские железорудные месторождения на Южном Урале, Учен. зап. Каз. госуд. унив., т. 93, кн. 1, 1933.
61. Миropolьский Л. М. Бокситы у дер. Волковой Каменского района на Урале, Учен. зап. Каз. гос. унив., т. 94, кн. 1, вып. 3, стр. 216, 1934.
62. Миropolьский Л. М. К изучению железорудных месторождений так наз. алапаевского типа на восточном склоне Урала, Учен. зап. Каз. гос. унив., т. 94, кн. 9, вып. 4, 1934.
63. Молдаванцев Е. П. и Демчук И. А. Геологический очерк района дер. Еловки и его месторождения самородной меди близ Надеждинского завода на Северном Урале, Изв. Всес. геол.-разв. объедин., т. I, вып. 90, стр. 1328, 1931.
64. Молдаванцев Е. П. и Ходалевич А. Н. Материалы к стратиграфии и общей геологии восточного склона Северного Урала, рукопись.
65. Молдаванцев Е. П. Бокситы Северного Урала и проблема их изучения, Тр. ЦНИГРИ, вып. 24, 1934.
66. Наливкин Д. Об условиях образования древних немых толщ западного склона Южного Урала, Изв. Всес. геол.-разв. объедин., т. I, вып. 70, стр. 1100, 1931.
67. Ниггли П. Генетическая классификация магматических рудных месторождений, изд. серии «Новые идеи в учении рудных месторождений», перев. с немецкого, стр. 52, 1933.
68. Никитин В. В. Геологич. исследов. центр. группы дач Верхнеисетских заводов, Ревд. дачи и Мурз. уч., Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 22, 1907.
69. Николаев А. В. Коренное месторождение золота Соймоновской долины в Кыштымской даче на Урале, Матер. по геол. России, т. XXIII, 1908.

70. Полушкин С. Л. Тюленевское месторождение никелевых руд, Тр. Уральск. фил. Акад. Наук, вып. 4, стр. 71, 1935.
71. Пустовалов Л. В. Волконскоит, с приложением статьи В. И. Крыжановского «Месторождения волконскоита Вятской и Пермской губ.», Тр. Инст. прикл. минерал. и металл., вып. 36, 1928.
72. Разумовский Н. Медистые песчаники Приуралья и их использование, Вестн. Геол. ком., № 3, 1929.
73. Романов Б. М. Опыт геологического районирования Урала, Зап. Уральск. общ. люб. естест., т. XI, вып. 1, стр. 5—27, 1926.
74. Романов Б. М. К проблеме металлогенетической характеристики магматического Урала, Поверхность и недра, № 5—6, стр. 6—10, 1927.
75. Саакьян П. С. Тектоническое строение Новоленинского колчеданного месторождения на Урале, Мин. сырье, № 6, 1935.
76. Смирнов Н. Н. Граниты Челябинска, Учен. зап. Моск. Гос. Унив., 1916.
77. Смирнов С. С. Андреевский свинцово-цинковый рудник в Кочкарском золотоносном районе, Изв. Геол. ком., т. XLV, № 8, 1926.
78. Смолин А. П. Гумбейское месторождение вольфрама, Тр. Урал. отд. Геол. ком., т. LI, вып. 1, 1929.
79. Муров А. А. и Глазковский А. А. Никель, Минер. рес. СССР, изд. сект. фондов ГГРУ, стр. 64, 1931.
80. Степанов И. С. Шеелит на Южном Урале, Редкие металлы, № 1, 1933.
81. Суслов Д. и Меркулов М. Кузнецкихинские месторождения цинково-медных руд, Цветн. металлы, № 10, 1931.
82. Суслов Д. К. и Меркулов М. И. Колчеданные месторождения Карабашского района на Урале, Москва, 1932.
83. Ульянов Д. Г. Никелевые сульфиды в основных породах Южного Урала, Тр. Уральск. фил. Акад. Наук, вып. 4, 1935.
84. Усов М. А. Фазы эффузивов, Изв. Томск. техн. инст., т. 46, 1924.
85. Ульянов Д. Халиловские никелевые месторождения, Тр. IV Всес. конф. по цветным металлам, вып. II, стр. 235—239, 1932.
86. Ферсман А. Е. Геохимия России, вып. I, 1932.
87. Федоров Е. С. и Никитин В. В. Богословский горный округ, СПб., 1901.
88. Кузнецов Е. А. и Круглов М. Геологическая карта Урала 1:200 000, лист. 0—40—XII, Тр. Всес. геолого-развед. объедин., вып. 208, стр. 36—37, 1933.
89. Чупилин И. И. Челябинская группа месторождений золота и арсенопирита, Вестн. Геол. ком., № 1, 1925.
90. Чупилин И. И. К вопросу о генезисе золото-мышьяковых месторождений Кочкарской системы, Пробл. сов. геол., вып. 1, стр. 86, 1937.
91. Шадлун Н. А. Новочеремшанское месторождение никелевых руд, Изв. Геол. ком., т. XXXVI, № 1, 1917.
92. Эмонс В. Отношение металлоносных жильных систем к массивам изверженных пород, изд. серии «Новые идеи в учении о рудных месторождениях», вып. 2, 1933.
93. Юшко С. А. О минералогической форме золота в колчеданистых месторождениях Урала, Изв. Геол. асс. Акад. Наук СССР, № 2—3, 1936.
94. Юшко С. А. Минералогическое изучение колчеданистых руд Баймакского района, Тр. Геол. инст. Акад. Наук СССР (печатается).
95. Яговкин И. Медистые песчаники и сланцы, Тр. Всесоюз. геол.-разв. объедин., вып. 185, 1932.
96. Duparc L. et Tikonovich M. Le platine et les gites platinifères de l'Oural et du monde, Genève, 1920.
97. Harker A. The Natural History of Igneous rocks, I. Their geographical and chronological Distribution. Science Progress, t. VI, 1896.
98. Judd J. W. The Quarterly Journal of the geological Soc. of London, t. XLII, (XIII), 1886.
99. Kamiama M. Report of a heating experiment with titaniferous magnetite from Korea (Japanese), Journ. Geol. Soc. Tokyo, № 36, p. 12—29, 1929.
100. Stikney. The pyritic copper deposits of Kysthym, Russia, Econ. geol., vol. X, No 7, 1915.

E. E. ZAKHAROV

SHORT METALLOGENIC DESCRIPTION OF THE URALS

Summary

1. Causes of regularity in the geographical distribution of the deposits are usually ascertained by the following means:

a) Determination of the association of the processes of mineralisation with the magmatic phenomena, with the ensuing conception that the metallogenic subdivision into regions should be based upon the principles of division of the globe into petrographic provinces.

b) Determination of the dependency of the manifestation in the region concerned, of a definite group of metals upon the geochemical laws of concentration and dispersion of elements. Hence, we obtain still broader conceptions concerning the elementogenic provinces which include metallic elements.

c) Determination of the connection between the manifestation of mineralisation and geologo-structural elements of the province or region. Likewise by determination of the dependency, in space and time, of mineralisation upon the character of sequential development of the geological structure of the region, on the phases of orogenesis, erosion, i. e. on the entire summation of processes determining the geological structure of the region. Division into metallogenic regions in this case is based upon the conception of the geological province, the boundary of which represents the border of the metallogenic province.

2. The processes of deep-lying metallogenesis are determined by a combination of geological, petrographical and geochemical factors, the leading and decisive factor being the first named, geological. This determines the principles upon which the metallogenic subdivision of regions should be based.

The character of metallogenesis in the earth's surface conditions is largely determined and directed by the development of geological processes forming the earth's surface (geomorphological factor). Here, as in the case of deep-lying metallogenesis, the laws of geochemistry (geochemical factor) and, to a certain extent, biochemistry plays a vital part. A powerful influence on the process of mineralisation is furthermore wielded by the climate (physico-geographical factor).

Without a doubt, the most correct method is the determination of the boundaries of the metallogenic provinces as the borders of a geological province.

3. The chief geological structural types of provinces (shields and zones of folding) differ sharply according to the nature of the prevalent metallogenesis within them. The folded zones representing in most cases the locality of intense manifestation of magmatic intrusive processes are characterised by the predominating development of deep-lying genetic deposits. Incidentally there is a quantitative prevalence of the products of metallogenesis associated with the most recent (conclusive) phases of orogenesis and with the corresponding magmatic processes. The deposits of surface genesis in the folded zones as a rule, quantitatively occupy a subordinate position. Simultaneously, the shields where all ancient occurrences of deep-lying metallogenesis are practically completely destroyed by protracted processes of erosion represent the regions of accumulation of materials denudated from the adjoining folded zones. The shields thus represent regions of wide distribution of ore deposits of surface genesis, the occurrences of the comparatively recent deep-lying metallogenesis being observed only in con-

nection with the upheaval of basaltic magma along the fissures of deep fractures.

4. The Urals are a geological province in which the processes of orogenesis and volcanism were completed mainly at the end of the Paleozoic. At that time the Urals represented a folded zone where the effusive sedimentary formations were densified to the limit by the strain acting from the east. The entire system was rendered still more complex by magmatic intrusions into the rock mass which was subjected to great tension. Towards the close of the Hertzian orogenetic phase, the densified folded formations of the Urals, which, as a result of the continuous stress, had acquired a certain rigidity, apparently began to display radial disjunctive dislocations. The spatial direction of the latter was defined, on the one part, by the direction of stress causing a meridional strike of geological formations and, on the other part by the counter-force in the form of the so-called Ufa Block which caused the bends of the folded formations of the Urals and ruptures of north-western and south-western strikes.

5. Two intrusive magmatic processes bound by one common centre but characterised by sharply divergent metallogenesis occurred in the Urals during the Paleozoic. The interval of time separating these two magmatic processes cannot at present be determined with any precision owing to the lack of sufficient data.

6. The ore deposits of deep-lying genesis pertaining to the pre-Paleozoic and post-Paleozoic ages are not known with any exactitude with regards to the Urals. The same applies likewise to the deposits genetically associated with the effusive processes.

7. Corresponding in time, with the basic magmatic intrusion, the first Paleozoic metallogenic process is characterised by accumulation and concentration in different forms of immense quantities of iron. The differentiation of the basic magma, resulting in the formation of dunitic, gabbroic and syenite-plagio-granitic fractions, gave rise to the concentration, to a degree of industrial importance, of the following geochemical complexes:

1) platinum, chromium and nickel associated with dunites;

2) iron, titanium, phosphorus and vanadium associated with gabbro and pyroxenites;

3) iron, copper, sulphur and, to a lesser degree, zinc and arsenic associated with plagiogranites and syenites.

The second Paleozoic metallogenic process corresponds, in time, to the upper carboniferous intrusion of normal granites. The latter carried relatively considerable quantities of gold, tungsten, arsenic, rare earths and, in smaller quantities, poly-metals, antimony and mercury.

The intrusion of the basic magma, near in time to the normal granites, is characterised by a strikingly slight manifestation of metal concentration.

8. The genetical character and peculiarities of morphology and mineralogical composition of different deposits genetically associated with the basic magmatic intrusion are caused by geological and physico-chemical condition of the ore-formation process, the lithological composition of the surrounding rocks playing a great part (highly dynamometamorphosed effusives and limestones), resulting in the extensive development of metasomatic processes.

9. The essentially magmatic ore deposits (platinum, chromium and iron) are chiefly enclosed direct in the intrusives of ultra-basic and basic rocks. The ore deposits (iron and copper) genetically associated with the more acid differentiates of the basic magma and corresponding, in type, to the emanative (contact iron and copper) and to the hydrothermal (magnetite-hematite veins, pyrites, siderites) formations are located mainly in the mighty meridional tectonic zones of crumbling and schistosity.

10. Auriferous and tungsten deposits genetically associated with the intrusions of normal granites refer mainly to the hydrothermal formations and are located chiefly in the various tectonic fissures which break the granite intrusives. Part of the deposits of gold, tungsten and also of polymetals, antimony and mercury are surrounded by the covering rocks of the granitic intrusion which are adjacent to the latter.

11. The following metallogenic epochs associated with the erosion of the Urals have been determined by the author:

- a) Middle Paleozoic — aluminium, iron and manganese;
- b) Permian — copper, chromium and vanadium;
- c) Mesozoic — nickel, aluminium, copper, arsenic, cobalt and mercury;
- d) Recent — gold, platinum, iron, manganese, nickel, aluminium, copper, arsenic, cobalt and mercury.

С. А. ЮШКО

**МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ КОЛЧЕДАНИСТЫХ РУД
БАЙМАКСКОГО РАЙОНА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)**

Статья представляет собой детальное минералогическое описание главнейших месторождений Баймакского меднорудного района. Автором установлены минералогические ассоциации и последовательность кристаллизации рудообразующих минералов, содержание редких элементов в рудах и их минералогическая форма. Работа представляет интерес для лиц, работающих в области минералогии рудных месторождений, и геологов-разведчиков, ведущих поиски и разведку месторождений руд цветных металлов и золота

ПРЕДИСЛОВИЕ

До самого последнего времени не имеется опубликованных работ по минералогическому описанию колчеданистых руд Баймакского района. В книге Заварицкого руды этого района описаны очень кратко.

Материалом для настоящей работы послужили образцы руды, собранные автором на месторождениях летом 1935 г.¹ К сожалению, большая часть рудников была затоплена и недоступна для осмотра, вследствие чего для минералогической характеристики этих месторождений пришлось использовать материал отвалов.

На эксплуатирующихся в настоящее время рудниках был сделан ряд минералогических сечений рудных тел на разных горизонтах месторождения. Вводная глава с геологической характеристикой района была написана на основании литературно-отчетного материала по району.

Автор приносит благодарность А. Х. Иванову, разрешившему воспользоваться составленной им геологической схемой для настоящей работы, и геологу Лещуку, с помощью которого были собраны образцы по подземным сечениям.

I. Геологическое строение района

Баймакский меднорудный район расположен в юго-восточной части Башкирии, на Южном Урале. Административным центром района является г. Баймак, расположенный в 160 км от ст. Сара (Оренбурго-Орской ж. д.) и в 130 км от ст. Магнитогorsk.

По геологическому строению Баймакский район очень сходен со Средним Уралом; здесь также большим развитием пользуются эффузивные породы, которые на Урале заключают меднорудные месторождения. Баймакский район отличается от Среднего Урала некоторым своеобразием сульфидных месторождений меди.

Рельеф района характеризуется вытянутостью всех хребтов и долин в меридиональном направлении. Так, высокие горные хребты Урал-тау (на западе района) и Ирэндик (в центральной части района) вытянуты в ме-

¹ Работа производилась Рудным кабинетом Геологического института Академии Наук СССР.

ридиональном направлении и затухают на юге; они разделяются слабо холмистой равниной.

Пологий восточный склон Урал-тау прорезается глубокой долиной многоводной реки Сакмары. Хр. Урал-тау и район, находящийся к западу от реки Сакмары, сложены метаморфической толщей (зелеными сланцами и кварцитами). В этих породах заключены Юлукские и Гумеровские месторождения. С восточной стороны р. Сакмары тянется узкая полоса основных и ультраосновных пород: пироксенитов, перидотитов и продуктов их метаморфизма, змеевиков.

Ирендыкский массив, будучи вытянут в меридиональном направлении, делит весь район на две части. На севере ширина массива достигает 15 км. Западный его склон более крутой и характеризуется более высокими относительными отметками. Высота Ирендыкского массива на севере достигает 1000 м над уровнем моря. К югу Ирендык понижается и распадается на ряд холмов, постепенно затухающих. У подножья его западного склона проходит глубокая долина р. Таналык. Таким образом, Ирендыкский массив является водоразделом между р. Таналык и р. Уралом. Хр. Ирендык сложен порфиритами и туфами ирендыкской свиты.

Пониженные части рельефа Баймакского района между р. Сакмарой и хр. Ирендык состоят из граувакковых песчаников верхнего девона. Вдоль западной и восточной границ граувакковой полосы тянется в меридиональном направлении ряд холмов, образованных из яшм. Среди полосы этих пород наблюдаются выходы диоритов и кварцевых альбитофиров с туфами.

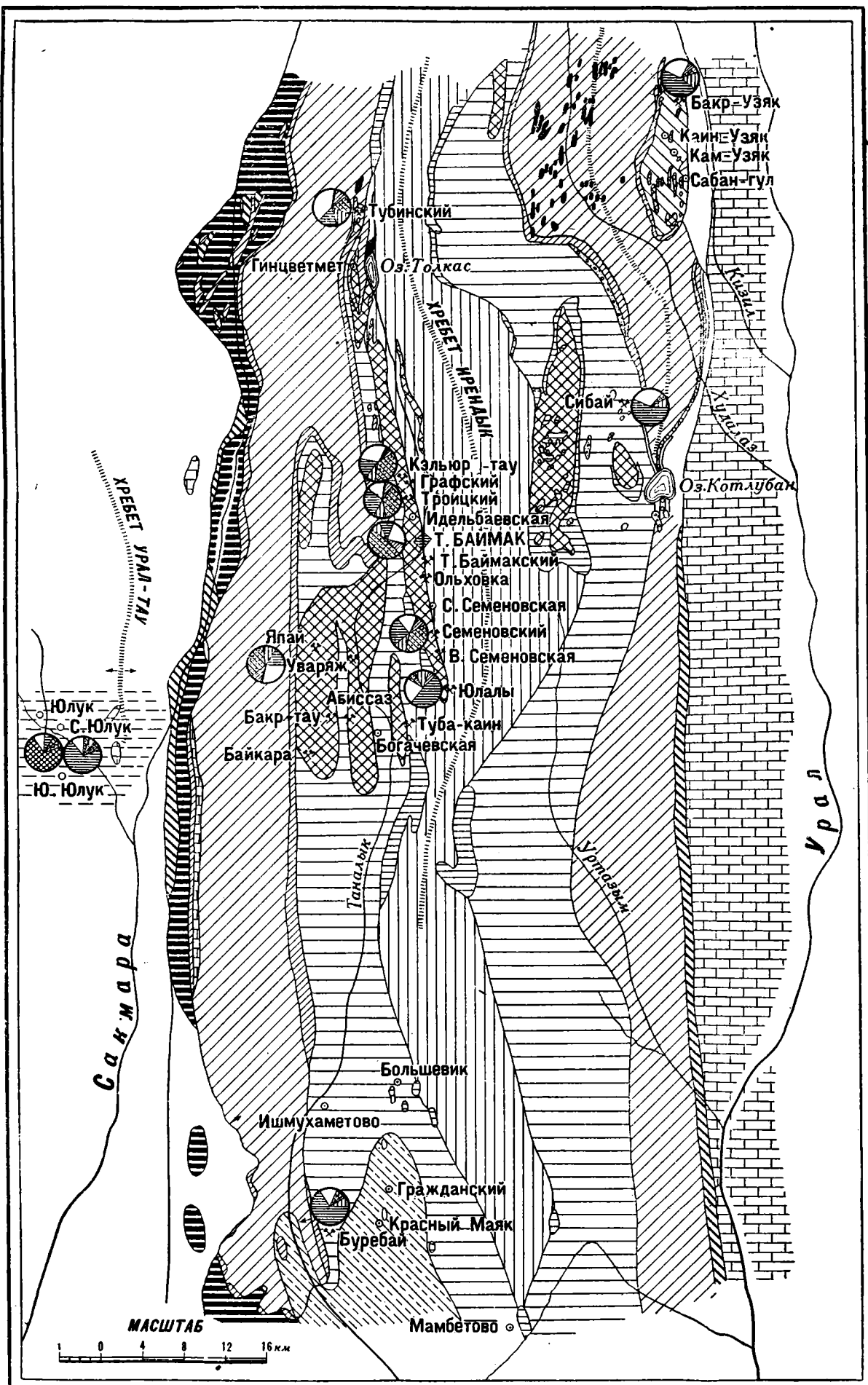
С восточной стороны Ирендыкского массива простирается равнинная степь с небольшой грядой холмов, сложенных яшмами, расположенной вблизи восточного подножья Ирендыка. Толща рудоносных изверженных пород распространена главным образом в западной части Ирендыкского массива. Рудовмещающими породами являются кварцевые альбитофиры и, в меньшей степени, порфириты. Эти породы под влиянием динамометаморфизма и термальных рудоносных растворов превращены в серицитовые и хлоритовые сланцы. Вблизи рудных месторождений сланцы часто сильно импрегнированы сульфидами (преимущественно пиритом) и пронизаны большим количеством прожилков кварца и барита.

II. Географическое расположение месторождений

Подобно среднеуральским колчеданистым месторождениям, месторождения Баймакского района локально обособлены в полосы. Каждая полоса характеризуется месторождениями сходного минералогического состава и близким характером рудовмещающих пород. Таких полос в районе намечается несколько. Самую восточную полосу образуют месторождения, расположенные у восточного подножья хр. Ирендык. Наиболее северным является месторождение Бакр-Узяк в 60 км от г. Баймака.

На южном продолжении этой полосы расположены Сибавевские месторождения (30 км от г. Баймака).

Другую полосу образуют месторождения у западного подножья Ирендыкского массива. Самыми северными из них являются Тубинские месторождения в 35 км к северо-западу от г. Баймака. Остальные месторождения этой полосы расположены более тесно, и часть из них почти непосредственно является продолжением одно другого. Так, в 400 м от Троицкого месторождения (7 км от г. Баймака) расположено Графское месторождение; затем Таналыкское — в самом г. Баймаке; несколько южнее — Ольховское, Семеновское и, наконец, Юлалинское. Последнее находится в 18 км к юго-западу от г. Баймака. Несколько западнее месторождений этой полосы расположены Уваряжское и Идельбаевское место-



УСЛОВНЫЕ ЗНАКИ

1	10
2	11
3	12
4	13
5	14
6	15
7	16
8	17
9	18

КОЛИЧЕСТВЕННЫЙ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ

СОСТАВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

1
2
3
4
5
6
7

Геологическая схема Баймакского меднорудного района (Южный Урал).

Геология района по А. Х. Иванову; количественный минералогический состав месторождений по данным С. А. Юшко.

1 — временные отложения; 2 — третичные образования; 3 — известняки нижнего карбона; 4 — граувакки (верхняя зеленая свита) верхнего девона; 5 — иллы верхнего девона; 6 — конгломераты и песчаники верхнего девона; 7 — известняки верхнего девона; 8 — нижняя зеленая свита среднего девона; 9 — иллы среднего девона; 10 — ирендыкская свита; 11 — метаморфическая толща; 12 — порфиры в нижней зеленой свите; 13 — порфиры; 14 — диориты; 15 — альбитофиты и плагиограниты; 16 — змеевики и перидотиты; 17 — рудники и большие разведки (медь); 18 — признаки медного оруденения.

Количественный минералогический состав месторождений

1 — халькопирит; 2 — пирит; 3 — ефалерит; 4 — золотое самородное; 5 — галенит + фальерц; 6 — жильные минералы; (барит, кварц, серицит); 7 — пирротин.

рождения. Уваряжское месторождение находится на расстоянии 16 км к северо-западу от г. Баймака. На западном склоне горы Уваряж, в 24 км от г. Баймака, расположено Япаевское месторождение. Наконец, еще южнее, в 45 км к юго-западу от г. Баймака, находятся месторождения Бакртаусское, Абисаз и др.

Самым южным пунктом этой широкой полосы является месторождение Бурейбай (90 км к югу от г. Баймака).

Совершенно отличной от всех вышеперечисленных месторождений является группа Юлукских и Гумеровских месторождений. Эти месторождения отличаются совершенно другим минералогическим составом и характером рудовмещающих пород. Они заключены в кристаллических сланцах Центрального Урала и находятся на западном берегу р. Сакмары, в расстоянии 45 км к юго-западу от г. Баймака.

III. Характер изменения боковых пород

Как уже было указано, рудовмещающими породами обычно являются альбитофиры и порфириды и значительно реже — кристаллические сланцы (Юлукское месторождение). Эффузивные породы под влиянием динамометаморфизма разбиты трещинами, раздроблены и рассланцованы. Во время процессов рудообразования под влиянием термальных растворов происходит изменение пород с образованием в различных количествах серицита, кварца, эпидота, барита, карбонатов и каолина.

Вблизи рудных тел породы превращены в серицитовые и хлоритовые сланцы, часто с густой вкрапленностью пирита и прожилками кварца, барита и сульфидов. В непосредственном контакте с рудой наблюдаются белые сланцеватые кварцево-серицито-каолиновые глины. Изменение боковых пород обычно не имеет широкого распространения и часто ограничивается несколькими метрами.

IV. Форма рудных тел

Форма рудных тел сильно изменяется в зависимости от вмещающих пород. Так, рудные тела, заключенные в рассланцованных породах (сланцах), обычно имеют линзообразную или чечевицеобразную форму. Мощность таких рудных тел отличается большим непостоянством. Они часто выклиниваются и пережимаются, разветвляясь при выклинивании на мелкие линзочки и прожилки. Включения породы в руде также имеют линзообразную форму. Руда обычно залегает согласно со сланцами и повторяет все их изгибы. Обычно такого типа руды характеризуются большим содержанием пирита.

Совершенно другой формой обладают рудные тела, заключенные в массивных породах (альбитофиры и порфириды). Это обычно жилы или жилкообразные тела также непостоянной мощности. В непосредственном контакте с рудой породы превращены в хлоритовый и серицитовый сланец. Эти руды характеризуются значительно меньшим содержанием пирита, но возрастает количество халькопирита, сфалерита, галенита и особенно барита.

V. Вторичное изменение руд

Зоны вторичных изменений, благодаря особенности климатических условий, выражены чрезвычайно сильно, часто достигая 50—60 м глубины. Наиболее хорошо выражена зона окисления, которая представлена преимущественно лимонитом и ожелезненными охрами, меньше ярозитом, баритом, церусситом и часто большими скоплениями малахита и азурита. Как правило, зона окисления в месторождениях отличается большим со-

держанием золота и богата промышленной, эксплуатируемой в данный момент рудой.

Несколько слабее представлена зона сульфидного обогащения, характеризующаяся главным образом ковеллином и халькозином; в минералогических количествах наблюдаются борнит, марказит и куприт.

На границе зоны окисления и вторичного сульфидного обогащения иногда встречается зона полного выщелачивания, представленная «колчеданом-сыпучкой».

Такое широкое проявление процессов вторичных изменений в рудных месторождениях Баймакского района резко отличает их от месторождений Среднего Урала. Эти процессы заслуживают специального исследования, которое за недостатком времени не могло быть проведено в данной работе.

VI. Микроскопическое описание руд из месторождений Баймакского района

Материалом для микроскопического изучения руд Баймакского района послужили коллекции, собранные автором во время посещения месторождений Баймакского района летом 1935 г. В описании месторождений автором принято их распределение по вышеописанным полосам, в которые группируются месторождения, близкие по минералогическому составу.

1. БАКР-УЗЯКСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Бакр-Узякское месторождение расположено на восточном склоне Ирндыкского хребта в 60—65 км от г. Баймака. Месторождение представляет небольшую колчеданную линзу, или жилу. В лежащем боку рудного тела залегают кварцевые альбитофиры, висячем — порфириды. В контакте с рудным телом породы серицитизированы и хлоритизированы и часто заключают вкрапленность пирита и прожилки окислов меди. Последние иногда образуют скопления, имеющие промышленное значение. Рудное тело имеет меридиональное простирание и крутое, почти вертикальное падение. Мощность в раздувах достигает 7 м. Вдоль контакта рудного тела с боковыми породами наблюдаются мелкие линзочки, состоящие из сажистой (ковеллиновой) руды.

Часть месторождения, выходящая на земную поверхность, представлена железной шляпой, очень богатой золотом и серебром. Верхняя граница зоны сульфидных руд проходит не глубже 15—20 м. Уровень грунтовых вод лежит на глубине 10 м.

Минералогический состав руды Бакр-Узякского месторождения охарактеризован ниже по отдельным зонам. Зона окисления состоит преимущественно из лимонита с редкими оставшимися незамещенными зернами пирита и большого количества кварца в виде угловатых обломков; барит и окислы меди встречаются редко.

Зона рыхлой руды состоит из ковеллина в виде землистой массы с небольшим количеством первичных зерен пирита и халькопирита. Руда легко рассыпается в порошок.

Ниже залегает зона, характеризующаяся основной пиритовой массой с прожилками кварца, халькопирита и небольшой примесью сфалерита; иногда присутствует галенит и большое количество прожилков ковеллина. Руда этой зоны мелкозерниста, сильно разбита трещинами и при ударе рассыпается на мелкие обломки. Однако нередко среди нее наблюдаются плотные монолитные участки. Наиболее распространенными текстурами такой руды являются: раздробленная, брекчиевая (фиг. 1) и сланцеватая.

Значительно реже наблюдаются руды с полосчатой текстурой, обусловленной соответственной ориентировкой прожилков кварца, а также халькопирита и сфалерита, почти нацело замещенных ковеллином. Эти руды отвечают зоне вторичного сульфидного обогащения.

Таким образом, руды Бакр-Узякского месторождения характеризуются следующим минералогическим составом: главными рудообразующими минералами являются пирит и кварц, в меньшем количестве халькопирит, теннантит, мышьяково-сурьмяный фальерц, сфалерит, галенит, энаргит,¹ арсенопирит и марказит. Из супергенных минералов широко развиты ковеллин и халькозин и в небольшом количестве присутствуют борнит, куприт, азурит, церуссит. Из жильных минералов, как уже отмечено, наибольшим распространением пользуются кварц и меньшим ба- рит и серицит.

Описание рудообразующих минералов

П и р и т является главным рудообразующим минералом. В верхних горизонтах (глуб. 25—43 м) он наблюдается в виде угловатых зерен в массе лимонита и жильного минерала, часто в сильной степени раздробленных и разбитых трещинами. Некоторые зерна пирита имеют коллоформное строение (фиг. 2). Иногда зерна пирита, заключенные в жильном минерале, образуют розеткообразные скопления зерен. С помощью иммерзионного объектива установлено, что пирит иногда обладает перлитовой метаколлоидной структурой.

Повидимому, все эти структуры можно объяснить метасоматическим замещением породы, имевшей такую же структуру. Однако не исключена возможность существования коллоформного пирита. В нижних горизонтах пирит составляет основную массу (от 40 до 60%) руды. Последняя состоит из сильно раздробленных трещиноватых зерен, сцементированных либо мелкозернистым раздробленным агрегатом зерен пирита, либо прожилками кварца, халькопирита и сфалерита.

Х а л ь к о п и р и т по количеству (14—15%) значительно уступает пириту. В верхних горизонтах месторождения, подобно пириту, он наблюдается в виде мелких остаточных зерен, заключенных в ковеллине и халькозине. Зерна халькопирита пересечены сетью прожилков халькозина и ковеллина, реже борнита. С последним халькопирит часто образует тесные графические сростания. В более глубоких зонах месторождения он цементирует зерна пирита в ассоциации со сфалеритом, теннантитом и галенитом.

В массе сфалерита халькопирит наблюдается в виде мелких эмульсионных выделений, часто ориентированных по кристаллографическим направлениям сфалерита, образуя эмульсионную и субграфическую структуры.

С ф а л е р и т по количеству значительно уступает халькопириту, составляя обычно 3—5% и редко достигая 10—15%. Наибольшие его количества приурочены к рудам с полосчатой структурой, которая обусловлена чередованием прожилков сфалерита и халькопирита. Сфалерит, подобно халькопириту, цементирует зерна пирита. В массе халькопирита он наблюдается в виде зерен прожилкообразной формы с очень извилистыми очертаниями.

Т е н н а н т и т. В Бакр-Узякском месторождении имеются две разновидности блеклой руды. Одна наблюдается в виде мелких зерен в халькопирите и в виде прожилков в ассоциации со сфалеритом, халькопиритом и жильным минералом, цементирующими зерна пирита. По реакциям

¹ Розовый и зеленый энаргит отмечает Боришанская, изучавшая в 1933 г. коллекцию руд Амиросланова.

травления эта блеклая руда отвечает теннантиту. Другая разновидность наблюдается в виде идиоморфных выделений в массе галенита и прожилков, состоящих из кварца и блеклой руды, мощностью 0.5—1.0 см, прорезающих массу раздробленного пирита (фиг. 3). Травлением и микрохимическими реакциями было установлено, что эта блеклая руда, кроме мышьяка, содержит также сурьму и хорошо травится AgNO_3 , в отличие от теннантита, который этим реактивом не травится. Суммарное количество обеих блеклых руд в рудах Бакр-Узякского месторождения не превышает 5%.

Г а л е н и т обычно наблюдается очень редко в виде мелких зерен (0.1—0.2 мм) в массе халькопирита, но в некоторых участках встречаются относительно большие количества его (5—8%). Интересно, что образцы руды из более глубоких зон содержат больше галенита, чем руды верхних горизонтов. В массе сфалерита галенит наблюдается в виде мелких прожилков. Наибольшие количества его приурочены к прожилкам жильного минерала (барита), выполняющего трещины, идущие вкост сланцеватости и полосчатости руды. Иногда по периферии этих прожилков наблюдаются выделения ковеллина и халькозина.

А р с е н о п и р и т встречается очень редко в виде мелких зерен ромбической и боченкообразной формы, приуроченных чаще всего к прожилкам кварца. В массе пирита зерна арсенопирита более крупные и часто имеют корродированные грани, причем корродированные участки выполнены жильным минералом. Некоторые зерна арсенопирита идиоморфны по отношению к пириту.

К в а р ц. Из жильных минералов наибольшим распространением пользуется кварц (20—60%). Он наблюдается в виде прожилков, цементирующих зерна пирита, или в виде крупных, разбитых трещинами, угловатых зерен в массе лимонита.

С е р и ц и т почти всегда ассоциируется с кварцем, выполняя промежутки между его зернами или образуя венчиковобразные каемочки вокруг них.

Б а р и т наблюдается редко в виде прожилков в руде, часто в ассоциации с галенитом или фальерцем и кварцем. Под микроскопом он обычно поляризует в серых тонах и обладает обычными для барита свойствами.

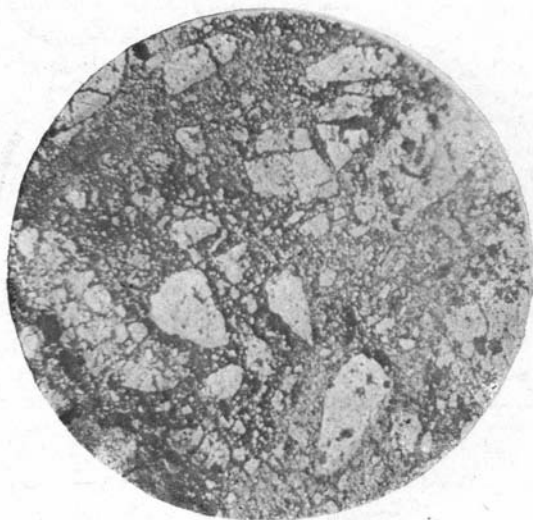
К о в е л л и н и х а л ь к о з и н, которые почти всегда находятся в тесной связи, пользуются наибольшим распространением из супергенных минералов. Даже на горизонте 105 м встречаются еще значительные их количества. Они замещают все рудные и даже жильные минералы, в конечном итоге превращая руды в черные сажистые образования. Они пересекают все рудные минералы сетью тонких прожилков, образуя петельчатые (фиг. 4) нитеобразные и раскрошенные структуры замещения. Под микроскопом в поляризованном отраженном свете ковеллин поляризует от кроваво-красного до серо-синего и обладает плеохроизмом от светлоголубого до темноголубого.

Борнит наблюдается в бакрузякских рудах очень редко и обычно в виде мелких (не более 0.25 мм) зерен и чаще прожилков и каемочек у зерен халькопирита. Иногда образует с последним графические структуры замещения. Его количество редко в шлифах превышает 3%.

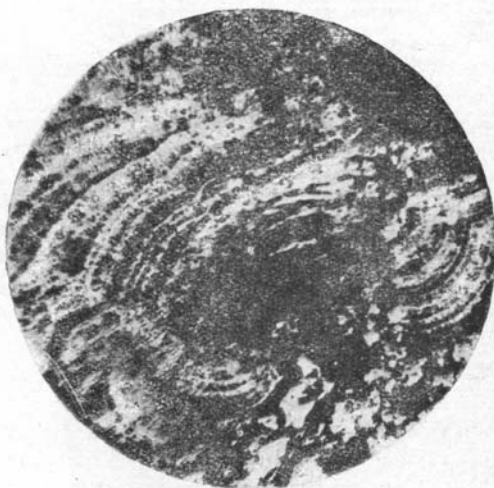
К у п р и т был констатирован только в одном шлифе в виде дендритов в массе халькозина. В косом свете, особенно с опак-иллюминатором Сильвермана, куприт обладает красными внутренними рефлексами.

А з у р и т также наблюдался только в одном шлифе в виде мелких серых зерен, заключенных в халькозине. Азурит обладает синими внутренними рефлексами.

Л и м о н и т пользуется очень большим распространением в верхних частях месторождения, являясь основной массой железной шляпы. Под



Фиг. 1. Раздробленная брекчиевидная текстура. Месторождение Бакр-Узяк; шлиф 187. $\times 40$.

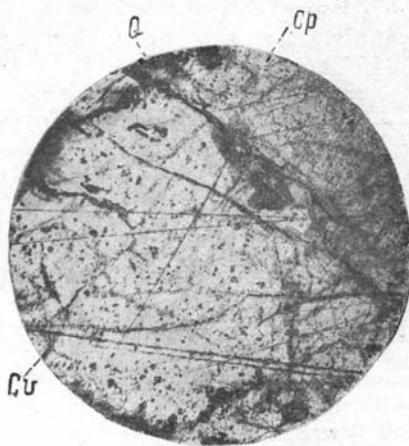


Фиг. 2. Коллоформная структура пирита. Месторождение Бакр-Узяк; шлиф 179. $\times 80$.



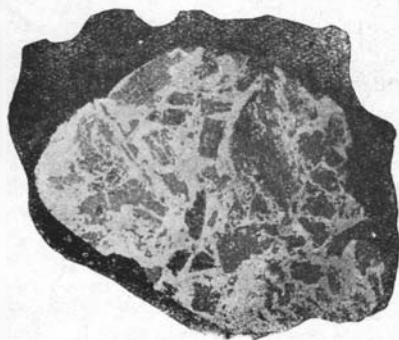
Фиг. 3. Пржилок кварца с теннантитом в пиритовой руде. Месторождение Бакр-Узяк; шлиф 186. $\times 40$.

Белое — теннантит, светлое — пирит, серое — жильный минерал.



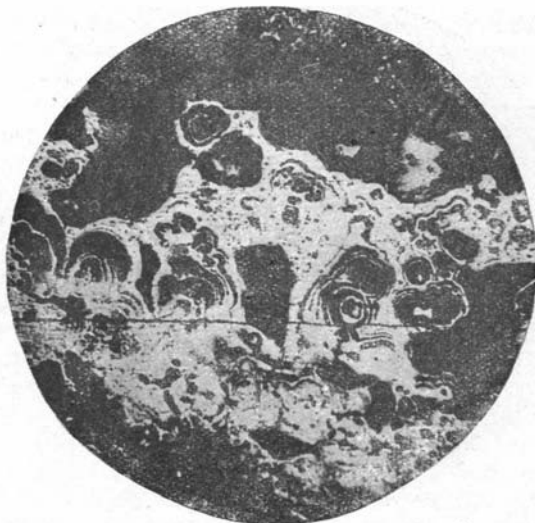
Фиг. 4. Нитеобразная структура замещения халькопирита ковеллином. Месторождение Бакр-Узяк; шлиф 195. $\times 40$.

Светлое — халькопирит (Cp), серое — ковеллин (Cv), темносерое — жильный минерал (Q).



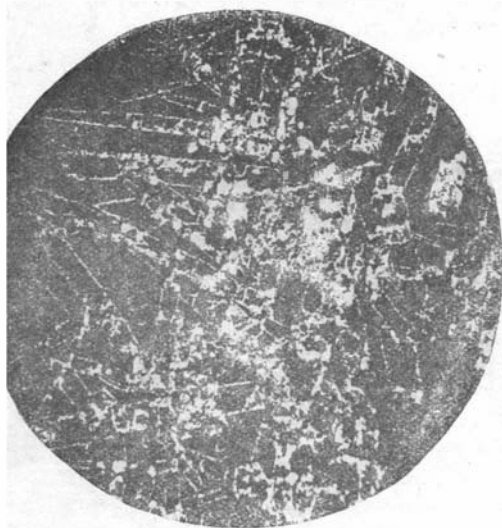
Фиг. 5. Брекчиевидная текстура руды. Месторождение Сибавское.

Белое — мелкозернистая масса пирита, черное — обломки хлоритизованной породы.



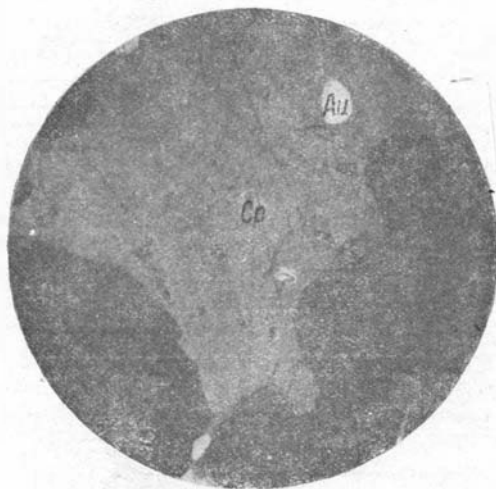
Фиг. 6. Перлитовая метаколлоидная структура пирита. Месторождение Сибавское. $\times 80$.

Белое — пирит, светлосерое — сфалерит, черное — жильный минерал.



Фиг. 7. Нитеобразная структура замещения жильного минерала пиритом. Месторождение Сибавское. $\times 80$.

Белое — пирит, черное — жильный минерал.



Фиг. 8. Выделение самородного золота в халькопирите. Месторождение Тубинское. $\times 80$.

Белое — самородное золото (Au), серое — халькопирит (Cu), черное — пирит.

микроскопом можно выделить светлорыжий лимонит с большим количеством пор и темнорыжий плотный с коллоформным строением, по внешнему — гетит. Среди массы лимонита заключены мелкие остаточные зерна пирита и угловатые зерна кварца.

Халькантит и мелантерит обычно наблюдаются в виде пленок и примазок по трещинам в руде.

На основании всего вышеописанного последовательность рудоотложения можно представить в следующем виде:

I фаза. Характеризуется образованием арсенопирита, кварца и серпидина; в результате образуется сульфидная вкрапленность и массивные колчеданистые руды. После своего образования руда под влиянием динамических процессов раздроблена и местами превращена в брекчию.

II фаза. Характеризуется образованием халькопирита, сфалерита, теннанита, кварца. С кварцем иногда связаны вторая генерация арсенопирита и мелкозернистый пирит.

III фаза. Выражена слабо в виде прожилков, состоящих из теннанита, галенита, барита и кварца.

IV фаза. Отвечает супергенному процессу; образуются борнит, ковеллин, халькозин, куприт, азурит, лимонит и др.

2. СИБАЕВСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Сибаяевское месторождение расположено на восточном склоне Ирендыкского хребта, вблизи оз. Колтубань, в 28 км к северо-востоку от г. Баймака.

Месторождение приурочено к толще осадочных и эффузивных пород девонского возраста, к полосе кварцевых альбитофиров и порфиринов. Рудное тело, прослеженное разведочными работами, имеет очень неправильную жилкообразную форму с меняющимся простиранием и преимущественно пологим восточным падением. Залежь характеризуется неглубоким залеганием (обычно 15—20 и реже 60—85 м). Месторождение прослежено на 825 м по простиранию. Средняя мощность рудного тела колеблется от 10 до 20 м. В местах выклинивания мощность резко уменьшается. Среди рудной жилы часто заключены участки породы, достигающие иногда больших размеров. Месторождение имеет выход на дневную поверхность, вблизи которой оно превращено в железную шляпу. В отличие от других месторождений Баймакского района в данном месторождении зона окисления выражена значительно слабее и имеет распространение всего на глубину 17 м. Уровень грунтовых вод лежит на глубине 8.5 м. При изучении рудных образцов Сибаяевского месторождения были установлены следующие типы руд.

I. Наиболее распространенным типом являются руды, состоящие преимущественно из пирита и имеющие очень резко выраженную брекчиевую текстуру, при которой обломки породы замещаются и цементируются пиритовой массой (фиг. 5).

II. Меньшим распространением пользуются руды, состоящие из среднезернистого агрегата пирита с прожилками кварца, сфалерита, халькопирита и ковеллина. Текстура руды обычно зернистая; реже полосчатая, обусловленная ориентировкой прожилков сфалерита, халькопирита и кварца.

III. Кроме того нередко наблюдаются руды рыхлые, сильно трещиноватые, при ударе легко рассыпающиеся в мелкую дресву. Состоят они из агрегата зерен пирита, халькопирита, сфалерита, ковеллина и кварца. Текстура руды пористая, рыхлая.

IV. Наконец, последним типом являются окисленные руды, существенно состоящие из лимонита и кварца, часто с первичной остаточной брек-

чиевой текстурой. Обычно эти руды пористого и рыхлого строения, иногда с примазками азурита, малахита, ярозита (очень редко).

Руды Сибавевского месторождения характеризуются следующими минералами: пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, теннантит, арсенопирит, кварц, серицит, эпидот, хлорит. Из супергенных: борнит, ковеллин, халькозин, куприт, малахит, азурит, лимонит, халькантит, мелантерит, ярозит.

Описание рудообразующих минералов

П и р и т. Наибольшим распространением в рудах Сибавевского месторождения пользуется пирит. Макроскопически он наблюдается в виде среднезернистого агрегата или в виде хорошо образованных кристаллов кубического габитуса. Пирит составляет основную массу массивных и брекчиевидных руд.

Под микроскопом пирит наблюдается часто в виде среднезернистого агрегата, среди которого заключены более крупные кристаллы. Последние лучше поддаются полировке и обладают ясно выраженной спайностью. Очень часто крупные выделения пирита имеют очень неправильную извилистую форму и обладают коллоформным, перлитовым (фиг. 6) и даже сферолитовым метаколлоидным строением. Повидимому, наличие этих структур может быть объяснено метасоматическим замещением вмещающей породы. Было установлено в ряде случаев, с помощью изучения прозрачных и полированных шлифов, что часто замещению рудными растворами подвергались скопления кристалликов эпидота (фиг. 7), образующие радиальнолучистые сростки, затем халцедон и яшма. Однако, повидимому, не исключена возможность наличия в рудах и собственно метаколлоидных структур, когда коллоформной и перлитовой структурой обладают крупные зерна пирита. Главная масса зерен пирита сильно раздроблена и разбита сетью трещин.

Часто идиоморфные кристаллы и зерна пирита разъедаются и корродируются другими рудными и нерудными минералами.

Повидимому, мы имеем две генерации пирита. Первой его генерацией является вкрапленность пирита в боковых породах и крупные скопления, образующие брекчиевидные и массивные руды. Второй генерацией, повидимому, являются крупные кристаллы пирита, заключенные среди массы мелко- и среднезернистого пирита, а также в сфалерите и халькопирите, и сильно корродированные последними. Повидимому, крупнокристаллический пирит является результатом перекристаллизации мелкозернистого и среднезернистого пирита основной рудной массы.

Наконец, довольно часто в массе сфалерита и халькопирита наблюдаются мелкие прожилкообразные скопления кристалликов и зерен пирита. Эти скопления часто образуют рифообразные венчики у крупных кристаллов пирита, заключенных в сфалерите (характер кокардовой структуры), и каемочки вокруг выделений жильного минерала, заключенного в сфалерите.

Однако в последнем случае пирит, возможно, мог образоваться и раньше сфалерита, замещая нерудный минерал еще до образования сфалерита.

Х а л ь к о п и р и т. Вторым по количеству рудным минералом является халькопирит. В шлифах его количество редко превышает 8—15%. Макроскопически халькопирит наблюдается в виде прожилков и выделений неправильной формы среди массы пирита и жильного минерала.

Под микроскопом халькопирит наблюдается в виде прожилков, цементирующих и корродирующих зерна пирита, и в виде прожилков и точечных эмульсиевидных выделений в сфалерите. Последние либо имеют неравномерное распределение в массе сфалерита, либо приурочены к кри-

сталлографическим направлениям последнего. Местами сфалерит и халькопирит образуют сростания субграфического характера.

В поляризованном отраженном свете халькопирит анизотропен. Зерна его аллотриоморфны. При травлении халькопирита параами царской водки и раствором $\text{NH}_4\text{OH} + \text{H}_2\text{O}_2$ обнаруживается его внутренняя структура. Главная масса зерен аллотриоморфна, но встречаются зерна с идиоморфными очертаниями, часто представляющие простые двойники. Реже наблюдаются зерна с полисинтетическим двойниковым строением. Интересно, что халькопирит, образующий прожилки в пирите, более крупнозернист, чем выделения халькопирита, заключенные в сфалерите, где халькопирит обладает более мелкокристаллическим строением.

С ф а л е р и т в сибавских рудах встречается в небольшом количестве, редко превышая 8—10%. Значительно реже он образует большие скопления, являясь главным рудообразующим минералом. Сфалерит образует прожилки в пирите совместно с халькопиритом, корродирует и замещает пирит. При травлении зерен сфалерита, заключенных в массе пирита, обладающего коллоформным строением, выявляется очень мелкокристаллическая структура сфалерита. В других же участках средне- и крупнокристаллического пирита сфалерит обладает крупнозернистым строением. Кристаллы его почти всегда представляют сложные двойники. Двойниковой плоскостью обычно является грань (111). Тонкие прожилки халькопирита проникают по двойниковым швам и корродируют по этим направлениям сфалерит.

Сфалерит характеризруется незначительной изоморфной примесью железа. Количество последнего редко превышает 2%, в результате чего сфалерит имеет зеленовато-желтую окраску и прозрачен. Из других примесей в нем наиболее постоянным является кадмий. Так, в образце с содержанием до 50% сфалерита обнаружено 0.016% кадмия.

Г а л е н и т наблюдается в очень небольшом количестве (не более 1—2%) в виде мелких зерен и прожилков, заключенных главным образом в массе сфалерита, реже халькопирита и кварца. Иногда прожилки галенита в сфалерите образуют субграфическую структуру замещения.

А р с е н о п и р и т в сибавских рудах наблюдается довольно часто, но его количество в шлифах не превышает 3—5%. Обычно он наблюдается в виде очень мелких (0.001 мм) кристалликов ромбических, прямоугольных и удлинённых треугольных сечений в массе жильного минерала (кварца) и сфалерита. В последнем арсенопирит образует цепочкообразные прожилки и рифообразные венчики у зерен пирита. Очень редко более крупные зерна арсенопирита наблюдаются в массе пирита и идиоморфны по отношению к последнему. Арсенопирит ясно анизотропен, и при травлении его HNO_3 выявляется зональная структура некоторых его зерен. Образцы руды, содержащие максимальное количество этого минерала (в шлифах), показывают содержание мышьяка до 0.148%.

Более детальное изучение этих кристаллов является невозможным из-за их чрезвычайно мелких размеров. Повидимому, арсенопирит имеет две генерации. Первая его генерация представляется относительно крупными (до 0.01 мм) кристаллами, заключенными в массе пирита (идиоморфными по отношению к последнему) и жильного минерала; второй генерацией является арсенопирит, заключенный в виде прожилкообразных скоплений в сфалерите.

Т е н н а н т и т в рудах наблюдается чрезвычайно редко в виде очень мелких округлых зерен в массе сфалерита и кварца.

К о в е л л и н. Из вторичных минералов наибольшим распространением пользуется ковеллин. Он замещает пирит, сфалерит, халькопирит, образуя нитеобразные, петельчатые и решетчатые структуры замещения.

В поляризованном отраженном свете ковеллин ясно анизотропен и обладает очень мелкозернистым строением.

Халькозин наблюдается значительно реже ковеллина. Обычно он образует твердые растворы с ковеллином и лишь очень редко наблюдается в виде прожилков, окаймляющих выделения ковеллина и жильного минерала, заключенные в сфалерите.

Борнит был обнаружен в виде мелких зерен в прожилках ковеллина. Часто среди массы борнита заключены остаточные зернышки халькопирита и прожилки халькозина и ковеллина.

Лимонит является наиболее распространенным минералом в зоне окисления и основной массой окисленных руд. Ниже, ближе к зоне сульфидного обогащения, лимонит наблюдается в виде нитеобразных прожилков в пирите и халькопирите. Большие скопления его обладают коллоидной метакolloидной структурой.

Куприт в рудах Сибавского месторождения был встречен всего несколько раз в виде дендритов в халькозине. В отраженном свете он серого цвета со слабо выраженными красноватыми внутренними рефlekсами (с opak-иллюминатором Сильвермана).

Самородная медь наблюдалась только в одном шлифе в виде очень мелких зерен в ковеллине.

Халькантит и **мелантерит** являются минералами поверхностной зоны. Обычно они наблюдаются в виде корочек и примазок на поверхностных плоскостях рудных образцов.

Кварц. Из жильных минералов наибольшим распространением пользуется кварц. Он образует прожилки, цементирующие зерна пирита вместе со сфалеритом и халькопиритом; кроме того, прожилки и прожилкообразные выделения в сфалерите; в халькопирите кварц наблюдается в виде идиоморфных призматических кристаллов. В проходящем свете под микроскопом выделения его состоят из изометрических зерен. Зерна кварца часто сильно разбиты трещинами и волнисто угасают. Некоторые зерна кварца заключают мелкие чешуйки серицита.

Серицит совместно с кварцем выполняет промежутки между зернами пирита. Под микроскопом, в проходящем свете выделения серицита представляют агрегаты мелких удлиненных чешуек. Среди массы серицита наблюдаются кристаллики рутила. Рутил встречается обычно в виде удлиненных кристалликов и коленчатых двойников. Иногда кристаллики рутила и чешуйки серицита наблюдаются в массе халькопирита.

Хлорит наблюдается значительно реже серицита. Он образует тесные сплетения мелких удлиненных чешуек и вместе с серицитом и кварцем выполняет промежутки между кристаллами пирита. Наибольшее его количество приурочено к брекчиевидным рудам.

Халцедон наблюдался в некоторых прозрачных шлифах, образуя веерообразные сростки. Выделения его метасоматически замещаются пиритом и реже сфалеритом и халькопиритом. Повидимому, этим и объясняется коллоидная структура последних.

Эпидот наблюдался преимущественно в прозрачных шлифах. Обычно он встречается в виде призматических кристаллов, иногда образующих радиальнолучистые сростки. Эпидот также замещается пиритом.

Ярозит, **азурит** и **малахит** наблюдались в виде примазок и корочек в порах окисленных рудных образцов.

Последовательность кристаллизации

Процесс отложения рудных минералов происходил в четыре фазы. Первые три отвечают гипогенным условиям, а последняя, четвертая фаза — супергенным условиям.

Первая фаза выражена наиболее хорошо. Она характеризуется образованием пирита, кварца и серицита. Здесь же образуются редкие кристаллики арсенопирита.

Вторая фаза характеризуется образованием крупнокристаллического пирита, сфалерита, халькопирита и кварца.

Значительно слабее выражена третья фаза, представленная пиритом, арсенопиритом, кварцем и галенитом. Однако последний, возможно, образовался во вторую фазу (вопрос недостаточно ясен в виду малых количеств галенита в шлифах).

Наконец, четвертая фаза является супергенной и характеризуется образованием небольших количеств борнита, халькозина, ковеллина, куприта, самородной меди; затем лимонита, малахита, азурита, ярозита, халькантита и мелантерита.

3. ТУБИНСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождения Тубинска расположены в 35—37 км к северо-востоку от г. Баймака и в 5 км от оз. Толкас.

В пределах месторождения известны четыре залежи: южная, средняя, северная и восточная (Кузнечная).

Наиболее крупной из всех залежей является южная. Она имеет очень неправильную форму с частыми изгибами и пережимами как по простиранию, так и по падению. Простирание линзы северо-восточное; падение юго-восточное, меняющееся от почти вертикального до почти горизонтального. По простиранию на юге линза разветвляется и разделяется на два рудные тела. По падению на горизонт 73 м она разветвляется на три рудные тела, постепенно переходящие в зоны густой вкрапленности. Верхняя часть линз залегает в контакте кварцевых альбитофиров (лежащий бок) и туфосланцев (висячий бок). Нижняя часть линзы заключена целиком в альбитофирах, которые вблизи линзы окварцованы и каолинизованы. Верхняя часть линзы превращена в железную шляпу, состоящую из лимонита, лимонитизированных баритов, баритовых песков и небольшого количества ярозита.

Зона окисления достигает 55—60 м. Зона сульфидного обогащения (также мощная) представлена главным образом ковеллином и халькозином, меньше — борнитом.

Месторождение давно выработано, но на основании изучения образцов отвалов можно установить следующие типы руд.

Наиболее часто наблюдаются образцы руды с полосчатой текстурой, причем полосчатость обусловлена чередованием полос сфалерита и халькопирита. В массе этих минералов заключены корродированные кристаллы пирита, прожилки и прожилкообразные выделения теннантита, галенита и жильного минерала (кварца). Иногда же полосчатость зависит от ориентировки прожилков халькопирита в массе сфалерита.

Все минералы интенсивно замещаются халькозином и ковеллином, образующими петельчатые нитеобразные и решетчатые структуры замещения.

Значительно реже наблюдаются образцы руды, состоящие в основном из пирита, часто довольно сильно раздробленного, сцементированного главным образом прожилками жильных минералов, и в меньшей степени — из сфалерита и халькопирита. В массе халькопирита, реже сфалерита, заключены мелкие (не более 0.10—0.25 мм) зерна и прожилки теннантита и галенита. Сфалерит часто заключает эмульсионные выделения халькопирита. Руда носит полосчатый характер, обусловленный ориентировкой прожилков жильных минералов. Иногда же полосчатость зависит от чередования полос крупно- и мелкозернистого пирита.

Восточная (Кузнечная) линза находится в расстоянии 0.5 км к северо-востоку от капитальной шахты южной линзы, на склоне горы Кузнечной. Она состоит из двух жил колчедана. Вмещающими породами являются альбитофиры и яшмы. Здесь же залегают и порфиристы.

В рудной залежи может быть выделено четыре зоны:

- 1) Зона окисления, представленная мощной толщей бурых железняков.
- 2) Баритовые пески с большим содержанием Au и Ag.
- 3) Зона рыхлого серного колчедана («колчедан-сыпучка»). Эта зона характеризуется почти полным отсутствием меди, но большим содержанием золота и серебра.
- 4) Зона сульфидного обогащения, состоящая из первичных рудных минералов с большим количеством ковеллина и халькозина. Здесь содержание золота и серебра уменьшается, а меди увеличивается.

Зона окисления продолжается на глубину 40—50 м.

На основании минералогического изучения образцов можно выделить следующие типы руд:

1. Сланцеватую пиритовую руду, состоящую из кварцево-серицитового сланца с густой вкрапленностью пирита и прожилками по сланцеватости халькопирита, сфалерита, фальерца, галенита, кварца и барита.

2. Полосчатую руду, полосчатость которой обусловлена чередованием полос халькопирита с пиритом и полос сфалерита также с большим количеством пирита. Среди массы сфалерита и халькопирита заключено довольно большое количество прожилков галенита, фальерца, кварца и барита, причем прожилки ориентированы параллельно общей полосчатости. В прожилках, состоящих из галенита, фальерца и барита, часто заключены зерна самородного золота. Последнее наблюдается в виде округлых небольших зерен (0.01—0.03 мм) в массе халькопирита. Особенно велико количество прожилков, состоящих из фальерца, галенита, кварца и барита и приуроченных к участкам сильно окварцованной, хлоритизированной, каолинизированной породы (альбитофир), часто имеющей брекчиевидный характер.¹

При микроскопическом изучении руд Тубинского месторождения были установлены следующие минералы: гипогенные — пирит, сфалерит, халькопирит, фальерц, галенит, самородное золото, кварц, барит, серицит; супергенные — ковеллин, халькозин, бөрнит, куприт, малахит, азурит, лимонит, халькантит, мелантерит, церуссит, ярозит.

Описание рудных минералов

П и р и т образует зоны густой вкрапленности в порфиритах, яшмах и альбитофирах. При больших скоплениях вкрапленности образуются сланцеватые пиритовые руды. Пирит наблюдается то в виде очень небольших размеров раздробленных зерен, то в виде относительно крупных (0.5 мм), хорошо образованных кристаллов, слагающих прожилкообразные полосы в массе мелкозернистого пирита. Кроме того, мы наблюдаем крупные зерна пирита, часто сильно корродированные, заключенные в массу сфалерита и халькопирита. Повидимому, этот пирит образуется за счет перикристаллизации пирита первой генерации.

С ф а л е р и т в рудах Тубинского месторождения может быть поставлен по количеству на второе место. Обычно его содержание в рудах составляет 20—30%.

Сфалерит, подобно пириту, образует прожилки в боковых породах, в частности в кварцево-серицитовом сланце, участвуя в образовании сланцевых руд. Сфалерит в пиритовой массе образует прожилки, цементирующие и корродирующие зерна и кристаллы пирита.

¹ Некоторые исследователи указывают на присутствие в боковых породах самородной меди. Последнюю автору наблюдать не удалось.

В массе халькопирита сфалерит наблюдается в виде выделений с извилистыми очертаниями, а местами образует графические прорастания. Он также встречается в виде тонких нитеобразных прожилков сфалерита второй генерации. В массе галенита заключены идиоморфные выделения сфалерита. Последний обычно зеленовато-желтого цвета; в отраженном свете под микроскопом — светлосерого с желтоватыми внутренними рефлексам; в проходящем свете — серо-желтовато-бурого цвета. Изотропен и состоит из мелкозернистого агрегата зерен, часто закономерно распределенных.

При травлении сфалерита парами царской водки выявляется его мелкозернистая структура. Большинство зерен представляют полисинтетические двойники, причем двойниковой плоскостью является грань (III).

Х а л ь к о п и р и т значительно уступает в количестве сфалериту, редко превышая 20%. Он образует в породах прожилки мощностью до 1—1.5 см; затем цементирует и корродирует совместно со сфалеритом зерна и кристаллы пирита и, наконец, наблюдается в виде прожилкообразных выделений в сфалерите, что иногда обуславливает полосчатую текстуру. Кроме того, он образует мелкие эмульсиевидные включения в сфалерите. В отраженном свете он обладает обычными для халькопирита свойствами. При травлении его парами царской водки выявляется его мелкозернистая структура. Некоторые зерна представляют простые и сложные двойники. Мелкие эмульсиевидные и нитеобразные тонкие выделения халькопирита в сфалерите приурочены к двойниковым швам последнего.

Г а л е н и т. Количество этого минерала в некоторых шлифах достигает 6—10%. Он образует вместе со сфалеритом прожилки в породе и часто встречается в виде прожилков в халькопирите, фальерце и особенно в сфалерите. Прожилки галенита, заключенные в сфалерите и халькопирите, находятся часто в ассоциации с самородным золотом.

Ф а л ь э р ц. В рудах Тубинского месторождения, повидимому, имеется два фальерца — один возник одновременно с халькопиритом и сфалеритом и вместе с ним цементирует зерна пирита и образует прожилки в породе. По своим свойствам он ближе всего подходит к теннантиту, но иногда содержит, кроме мышьяка, также и сурьму.

Другой фальерц наблюдается в виде более крупных и часто розеткообразных выделений, приуроченных к кварцевым прожилкам в породе. Кроме того, этот фальерц образует прожилки в ассоциации с галенитом в массе халькопирита и сфалерита. Здесь фальерц идиоморфен по отношению к галениту. Часто эти прожилки заключают выделения самородного золота.

Под микроскопом, в отраженном свете, этот фальерц светлосерого цвета; он травится только царской водкой, от которой слабо желтеет, и AgNO_3 (чернеет в отличие от теннантита); качественные реакции указывают на содержание в нем сурьмы.

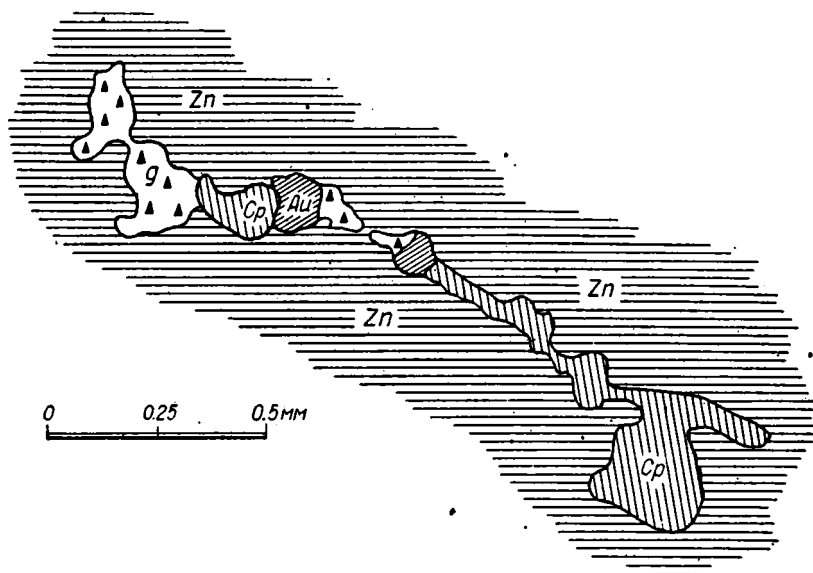
Анализом в образце руды, содержащем крупные (до 2—3 мм) выделения этого минерала, установлено содержание мышьяка 1.14% и сурьмы 0.12%.

С а м о р о д н о е з о л о т о в шлифах наблюдалось довольно часто в виде аллотриоморфных зерен до 0.25 мм и прожилков до 1 мм длиной (фиг. 8); как уже выше было отмечено, в ассоциации с галенитом и сурмяно-мышьяковым фальерцем (фиг. 9). Количество самородного золота в некоторых шлифах достигает 3% от площади шлифа. В отраженном свете самородное золото обычно светложелтого цвета с очень большой отражательной способностью, так что халькопирит в его присутствии становится зеленовато-желтым, а галенит — голубовато-серым (33). При действии HNO_3 не реагирует; KCN — делается светлорыжевато-коричневым; HCl , FeCl_3 , HgCl_2 и KOH — не реагирует; царская водка при действии в течение 1 минуты вы-

являет его структуру; AgNO_3 — не реагирует даже при воздействии в течение 3 минут. Все это указывает на то, что этот минерал может быть назван самородным золотом.

А р с е н о п и р и т в рудах Тубинска наблюдается очень редко в виде кристаллов ромбической формы. Последние заключены в массе халькопирита и идиоморфны по отношению к пириту. При длительном травлении таких зерен HNO_3 выявляется зональная структура.

Из жильных минералов наибольшим распространением пользуется кварц, который присутствует здесь в виде двух генераций. Первая генерация кварца образует прожилки, цементирующие зерна пирита в сланцеватых рудах. Вторая генерация в виде прожилков, ассоциирующихся с сурьмяно-мышьяковым фальерцем и самородным золотом, прорезает как рудовмещающие породы, так и руды (сфалерит и халькопирит).



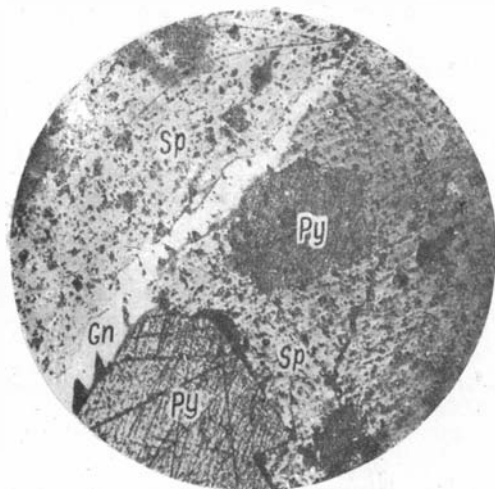
Фиг. 9. Прожилок в сфалерите (Zn), состоящий из галенита (g), халькопирита (Cp) и самородного золота (Au).

С е р и ц и т участвует совместно с кварцем первой генерации в образовании серицитовых сланцев и наблюдается в виде чешуек в различных рудных минералах. Часто такие чешуйки выполняют промежутки между кристаллами и зернами сфалерита. Повидимому, этот серицит образовался за счет перекристаллизации серицита сланцев при их метасоматическом замещении рудными минералами.

Б а р и т участвует в образовании верхней зоны рудных линз в виде мощных зон баритовых песков. В первичных же рудах он встречается главным образом в прожилках, состоящих из галенита, сурьмяно-мышьякового фальерца и самородного золота. В кварце он также образует прожилки, преимущественно по периферии выделений последнего.

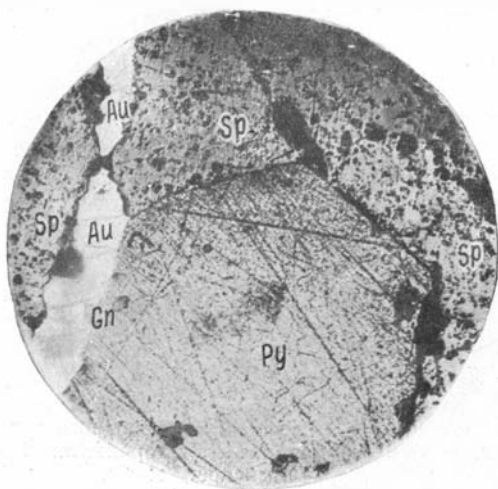
Из супергенных минералов наибольшим распространением пользуются халькозин и ковеллин, находящиеся почти всегда в виде тонкой смеси. Они образуют нитеобразные прожилки почти во всех рудных минералах, причем наблюдаются нитеобразные, петельчатые, раскрытые структуры замещения.

Б о р н и т встречается очень редко в виде тоненьких каемок у зерен халькопирита, заключенных в ковеллино-халькозинной массе.



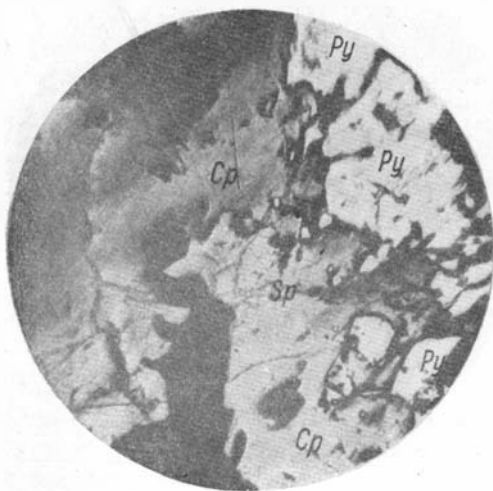
Фиг. 10. Прожилок галенита по границе с кристаллом пирита в массе сфалерита. Месторождение Графское; шлиф 1276. $\times 40$.

Белое — галенит (Gn), идиоморфный кристалл пирита (Py), светлосерый — сфалерит (Sp).



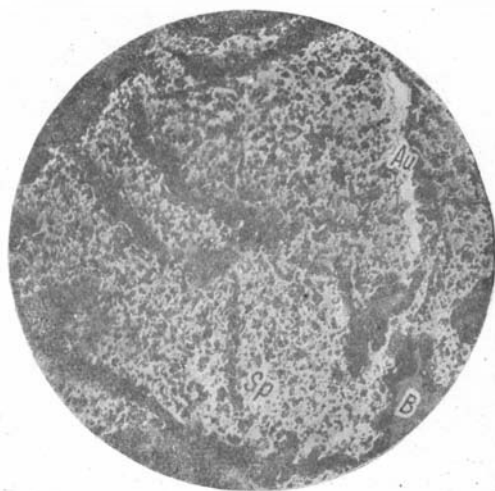
Фиг. 11. Прожилок самородного золота по границе кристаллов пирита в массе сфалерита. Месторождение Графское; шлиф 127. $\times 40$.

Белое — золото самородное (Au), серо-белое — галенит (Gn), светлосерый — пирит (Py), темносерое — сфалерит (Sp).



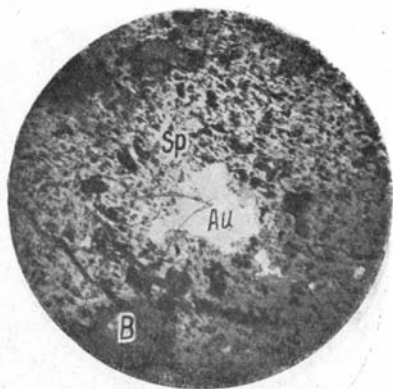
Фиг. 12. Нитеобразные прожилки супергенного сфалерита в массе халькопирита. Таналыкский рудник; шлиф 26. $\times 80$.

Белое — пирит (Py), серо-белое — халькопирит (Cr), серое (прожилки) — сфалерит (Sp), темносерое — жильный минерал.



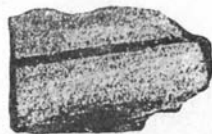
Фиг. 13. Прожилок самородного золота в массе сфалерита. Таналыкский рудник; шлиф 2. $\times 40$.

Белое — самородное золото (Au), серое — сфалерит (Sp), темносерое — барит (B).



Фиг. 14. Выделение самородного золота в массе сфалерита. Месторождение Таналыкское. $\times 80$.

Белое — самородное золото (Au), светлосерое — сфалерит (Sp), темносерое — барит (B), серовато-белое — мелкие зерна галенита (Gn).



Фиг. 15. Полосчатая текстура — сфалерит в пиритовой массе. Месторождение Юлалинское. Натуральная величина.
Белое — пирит, черное — сфалерит.



Фиг. 16. Выделения пирита и сфалерита в халькопирите. Месторождение Юлалы; шлиф 35. $\times 40$.

Черное — жильный минерал, светлое — халькопирит (Cp), темносерое — сфалерит (Sp), светлый ямчатый — пирит (Py).



Фиг. 17. Коррозия жильного минерала пирротином. Месторождение Южный Урал; шлиф 241. $\times 40$.

Светлое — пирротин, темное — жильный минерал (кальцит).

Юлали

Куприт наблюдался всего два раза в виде дендритов в массе халькозина и ковеллина вблизи пиритовых кристаллов.

Лимонит. Наибольшие его количества приурочены к верхним зонам месторождений, где он является главным рудообразующим минералом. Однако в более глубоких участках он также наблюдался в виде тонких нитеобразных прожилков, замещающих пирит и халькопирит.

Ярозит также приурочен к верхним зонам месторождения. Он заполняет, в виде чешуйчатых шелковистых образований, пустоты в лимоните и наблюдается в виде тонких примазок на его поверхности.

Церуссит также наблюдался очень редко в виде белых игольчатых кристалликов и в виде плотных буроватых землистых масс в верхней окисленной зоне месторождения.

Малахит и азурит наблюдались в виде прожилков и примазок по трещинам в боковых породах, преимущественно порфиритах. Некоторыми исследователями указывается и самородная медь.

Халькантит и мелантерит наблюдались в виде пластинчатых кристаллов и поверхностных пленок на образцах руды из старых отвалов, иногда цементируя эти образцы.

Последовательность кристаллизации рудных минералов

Повидимому, процесс образования рудных и жильных минералов происходил в три фазы.

В первую фазу образовались зоны густой пиритовой вкрапленности, причем одновременно возникали прожилки кварца первой генерации и серицитизация рудовмещающих пород.

Во вторую фазу первым выделялся (в очень небольшом количестве) арсенопирит, затем кристаллизовались крупнокристаллические разновидности пирита, после чего образовались прожилки сфалерита, халькопирита, теннантита и, возможно, галенита.

Третья фаза характеризуется отложением прожилков кварца с мышьяково-сурьмяным фальзерцем, галенитом, баритом и самородным золотом. Эти прожилки образовывались как в самой руде, так и в породах, подвергая их сильным изменениям (каолинизация, хлоритизация).

На этом, повидимому, заканчивается гипогенный процесс рудоотложения.

В четвертую фазу образуются борнит, халькозин, ковеллин, куприт, лимонит, церуссит, ярозит, малахит и азурит.

4. УВАРЯЖСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Уваряжское месторождение находится на левом берегу р. Таналык, в 12 км к юго-западу от г. Баймака. Месторождение было выработано почти полностью еще до революции и состояло из двух рудных тел — северного и южного. Центры этих рудных тел находятся на расстоянии 210 м друг от друга. Северное рудное тело имело чечевицеобразную форму, северо-восточное простирание и южное падение под углом 35—45°. Длина его около 130 м, мощность в раздуве достигала 10,3 м. Южное тело имеет очень неправильную жилкообразную форму. Выхода на земную поверхность у рудных тел не наблюдалось. Горизонт грунтовых вод был пересечен на глубине 16 м.

Месторождение было вскрыто горными работами глубиной до 82 м.

Рудные тела заключены в кварцевых альбитофирах, которые в контакте с рудным телом в лежащем боку превращены в серицитовую глину и кварцево-серицитовый сланец, а в висячем боку — в серицито-хлоритовые сланцы, сильно импрегнированные пиритом. Зоны изменения боковых пород имеют очень небольшое распространение.

Руды Уваряжского месторождения характеризуются чрезвычайно большим содержанием барита. При изучении образцов этих руд были установлены следующие типы:

1. Руды, основной массой которых является барит (баритовая жила); присутствует в больших количествах серицит. Образцы имеют ясно выраженную сланцеватую текстуру. По сланцеватости проникают прожилки сфалерита, галенита, меньше халькопирита; кроме того в виде густой вкрапленности присутствует пирит. Руды часто характеризуются полосчатой текстурой. Содержание галенита достигает в них 10—15%.

2. Руды, основной массой которых является сфалерит. В массе последнего заключено большое количество прожилков халькопирита, галенита с фальерцем и самородным золотом и полосообразные скопления кристаллов пирита. Среди массы сфалерита наблюдаются линзообразные участки крупнотабличатого барита, иногда с густой вкрапленностью пирита.

Руды характеризуются неясно выраженной сланцеватой текстурой. Пространственная ориентировка прожилков халькопирита, галенита и полосок пирита иногда придает руде полосчатый характер. Такого типа руды характеризуются наибольшим содержанием золота, прожилкообразные выделения которого достигают 2—3 мм мощности.

3. Руды, состоящие из основной массы пирита с прожилками халькопирита, сфалерита, галенита, проникающими по границам зерен пирита и цементирующими их. Структура руды, обычно раздробленная, реже плотная или слабо выраженная сланцеватая.

Микроскопическим изучением в рудах Уваряжского месторождения были установлены следующие рудообразующие минералы — гипогенные: пирит, сфалерит, халькопирит, галенит, мышьяково-сурьмяный фальерц, золото самородное, кварц, барит, серицит; супергенные: ковеллин, халькозин, лимонит, церуссит, халькантит и мелантерит.

Описание рудообразующих минералов

П и р и т в рудах Уваряжского месторождения обычно встречается в небольшом количестве в виде кристаллов, часто в значительной степени корродированных сфалеритом и халькопиритом.

С ф а л е р и т является главным рудообразующим минералом. Он образует прожилки по сланцеватости барита совместно с халькопиритом и теннантитом. Количество его в цинковых рудах достигает 60—65%. В проходящем свете сфалерит желтовато-зеленоватого цвета с неравномерным буроватым оттенком. Вся масса его сильно разбита трещинами. В отраженном свете сфалерит темносерый; при травлении парами царской водки выявляется его среднезернистая структура. Главная масса зерен представляет полисинтетические двойники.

Х а л ь к о п и р и т, с одной стороны, образует прожилки в массе пирита; с другой — прожилкообразные выделения и тонкие линзообразные прожилки, проникающие по двойниковым швам, и мелкую эмульсионную вкрапленность в сфалерите. Мелкие зерна последней иногда располагаются по кристаллографическим направлениям зерен сфалерита, образуя кристаллографические структуры, повидимому, распадаения смеси.

При травлении халькопирита парами царской водки или, лучше, раствором $\text{NH}_4\text{OH} + \text{H}_2\text{O}_2$ выявляется крупнозернистая структура его зерен, главная масса которых аллотриоморфна, но нередко наблюдаются простые и сложные двойники.

Г а л е н и т встречается часто в довольно большом количестве, составляя 10 и даже 15% площади шлифа. Обычно это прожилки, проникающие по сланцеватости барита или в массу сфалерита. В последнем прожилки галенита ориентированы параллельно, что придает руде полосчатый характер.

Иногда наблюдаются участки графических и субграфических прорастаний галенита со сфалеритом. Значительно реже галенит наблюдается в сфалерите в виде мелких эмульсионных выделений. В халькопирите галенит также образует прожилки и прожилкообразные выделения, проникающие по границам зерен халькопирита (выявлено сплошным травлением).

После травления галенита раствором и бромисто-водородной кислотой выявляется его среднезернистая структура. Часть зерен имеет полигональные грани, главная масса их аллотриоморфна.

Мышьяково-сурьмяный фальерц встречается в рудах в очень небольшом количестве, не превышая 5%. Обычно он образует прожилки в ассоциации с галенитом в массе сфалерита и барита; встречается и в халькопирите, выполняя, подобно галениту, промежутки между зернами (выявлено травлением). В проходящем свете некоторые зерна фальерца просвечивают красновато-бурым оттенком. В отраженном свете он сероватобелый с легким зеленоватым оттенком. Легко травится AgNO_3 ; слабо — царской водкой; остальные реактивы на него не действуют. Качественные реакции и количественный анализ уваряжской руды указывают на содержание сурьмы, мышьяка и меди.

Самородное золото наблюдалось почти во всех шлифах из уваряжских руд. Содержание его часто значительно превышает 3—4% от площади шлифа. Обычно это прожилки мелкие, округлой формы, зерна и прожилкообразные выделения (от 0.014×0.028 мм до 0.15×0.12 мм до 1×3 мм). Очень редко самородное золото наблюдается в виде самостоятельных выделений, чаще оно находится в ассоциации с галенитом, фальерцем и баритом, с которыми образует прожилки в сфалерите и халькопирите.

В отраженном свете золото светложелтого цвета с большой отражательной способностью. Не травится AgNO_3 и с металлической ртутью образует амальгаму.

Из жильных минералов наибольшим распространением в уваряжских рудах, как уже выше говорилось, пользуется барит, который является основной массой руды. Наблюдаются его две разновидности: 1) мелкотабличатый барит, образующий сланцеватые баритовые массы вместе с серицитом, 2) крупнотабличатый барит, повидимому отвечающий второй генерации и встречающийся в виде линзообразных и прожилкообразных выделений по сланцеватости первого. Линзочки крупнотабличатого барита наблюдаются также в массе сфалерита. К последним приурочены выделения галенита, фальерца и самородного золота. Однако в некоторых шлифах в проходящем свете наблюдаются скопления крупнотабличатого барита, заключенные в сфалерите и имеющие очень извилистые очертания и грани, как будто корродированные последним.

Серицит образует серицитовые сланцы с густой сульфидной вкрапленностью. В рудных же образцах он наблюдается сравнительно редко. Обычно он встречается в виде мелкочешуйчатых волокнистых образований по сланцеватости мелкозернистого барита и по периферии скоплений крупнотабличатого барита. Значительно реже серицит выполняет промежутки между зернами сфалерита, окаймляя зерна рудных минералов (чаще всего — пирита) или мелкотабличатого барита, заключенные в сфалерите. Иногда же серицит совместно с мелкочешуйчатым баритом образует линзообразно выклинивающиеся полосы в массе сфалерита, повидимому остатки породы, не замещенные сфалеритом.

Кварц наблюдается в виде прожилков в сланцеватом барите, ассоциируясь с крупнотабличатым баритом и рудными минералами. Кроме того, он встречается в виде прожилков и зерен в боковых породах (серицитовый сланец).

Самыми распространенными супергенными минералами из сульфидов являются халькозин и ковеллин. Они обычно образуют тонкую

нитеобразную сеть прожилков в халькопирите, реже в сфалерите. Иногда на зернах халькопирита, заключенных в барите, наблюдаются корочки игольчатых кристаллов ковеллина. В массе сфалерита ковеллин довольно часто образует сферолитообразные выделения, обладающие очень яркой поляризацией в отраженном свете.

Л и м о н и т в шлифах наблюдается очень редко в виде тонких нитеобразных прожилков в халькопирите. Выделения его почти всегда находятся в ассоциации с ковеллином, который их окаймляет. В поверхностных зонах месторождения лимонит является основным рудообразующим минералом.

Ц е р у с с и т в рудах Уваряжского месторождения был обнаружен в виде игольчатых водянопрозрачных кристаллов в порах бурого железняка и в виде нитеобразных прожилков, проникающих и замещающих по спайности выделения галенита.

На основании микроскопического изучения процесс рудообразования можно представить в следующем виде.

В первую фазу рудообразовательного процесса происходило образование сульфидной вкрапленности пирита в боковых породах и, очевидно, попутное образование кварца и серицита. В эту же фазу возникают скопления мелкозернистого барита, причем, возможно, его образование шло путем замещения кварцево-серицитового сланца.

Во вторую фазу происходило образование кристаллов пирита второй генерации, заключенных в массе сфалерита, затем сфалерита и халькопирита и, повидимому, кварца второй генерации.

Третья фаза характеризуется образованием крупнотабличатого барита второй генерации, образующего линзочки в массе мелкозернистого барита. Этот же барит сопровождается фальерцем, галенитом и самородным золотом. Галенит также встречается в виде самостоятельных прожилков в барите и сфалерите. Здесь же кристаллизуются небольшие количества кварца третьей генерации, образующие прожилки в массе сфалерита.

Наконец, в четвертую фазу возникают супергенный ковеллин, халькозин, лимонит и церуссит.

5. ГРАФСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Графское месторождение находится на правом берегу р. Таналыка, в 7 км к северо-западу от г. Баймака и в 400 м от месторождения Троицкого.

Месторождение имеет жилообразную форму и характеризуется большим содержанием барита, золота и серебра. Рудное тело залегает в серицитизованных, хлоритизованных и каолинизованных породах. В последних часто имеется густая сульфидная вкрапленность.

В результате изучения рудных образцов установлены следующие типы руд.

1. Колчеданистая руда, состоящая из плотного мелкозернистого агрегата пирита. Среди массы последнего заключены полосы до 1 см мощности, состоящие из крупнокристаллического (0.5—0.25 мм в диаметре) пирита, кварца и барита. Сфалерит, халькопирит и фальерц присутствуют в виде мелких выделений и прожилков, проникающих по границам зерен пирита и почти всегда в ассоциации с кварцем и баритом. Текстура руды зернистая и полосчатая.

2. Руда, состоящая из основной массы сфалерита, в котором халькопирит, галенит, фальерц, барит и кварц образуют прожилки и прожилкообразные выделения, часто ориентированные параллельно, что придает руде полосчатый характер. Пирит наблюдается в виде идиоморфных, сильно корродированных зерен, иногда образующих полоскообразные скопления.

Среди массы сфалерита иногда наблюдаются линзообразные скопления чешуек серицита. Текстура руды обычно полосчатая, иногда неясно выраженная сланцеватая; по сланцеватости — скопления чешуек серицита.

3. Рыхлая руда, состоящая из агрегата мелких зерен пирита, сфалерита, барита, халькопирита с большим количеством ковеллина и халькозина. Среди такой массы наблюдаются полосы до 0.5 см сфалерита с прожилками галенита и других минералов.

Текстура руды полосчатая и одновременно пористая. По трещинам наблюдаются примазки мелантерита и халькантита.

41. Руда, состоящая из мелкотабличатого сланцеватого барита, с линзочками по сланцеватости крупнотабличатого барита, который несет густую сульфидную вкрапленность.

При микроскопическом изучении руды установлено присутствие следующих минералов: пирита, сфалерита, галенита, халькопирита, фальерца, самородного золота, аргентита, кварца, барита, серицита. Из супергенных обнаружены: ковеллин, халькозин, аргентит, церуссит, лимонит, халькантит, мелантерит.¹

6. ТРОИЦКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Троицкое месторождение находится, как уже отмечено, на расстоянии 400 м от Графского. По форме залежи месторождения являются жиллообразной линзой. Горными работами оно вскрыто до глубины 76 м.

Подобно Графскому месторождению, рудное тело Троицкого месторождения характеризуется меняющимся падением и непостоянной мощностью, достигающей в раздувах 13 м. Рудное тело имеет меридиональное простирание. Оно заключено в сильно серицитизированных, хлоритизированных, окварцованных и каолинизированных породах. Висячий бок сложен белыми серицитовыми сланцами с густой сульфидной вкрапленностью; лежащий бок — хлоритизированными и эпидотизированными породами. В боковых породах нередко наблюдаются яшмовидные включения, состоящие из скрытокристаллического агрегата кварца и, возможно, халцедона — красного, желтого и серого цветов.

Среди образцов руд Троицкого месторождения могут быть выделены следующие типы.

1. Пиритовая сланцеватая руда, представляющая собственно кварцево-серицитовый сланец, с очень густой вкрапленностью пирита и прожилками по сланцеватости кварца и галенита.

2. Пиритовая руда, состоящая из плотного агрегата зерен пирита с прожилками сфалерита, халькопирита и кварца, как бы цементирующими зерна пирита. Среди массы пирита наблюдаются линзообразные выделения с извилистыми очертаниями, состоящие из серицита и кварца и, по-видимому, являющиеся остатками не замещенного сульфидами кварцево-серицитового сланца.

3. Третьим типом являются руды, состоящие из основной массы сфалерита. Среди массы последнего заключены прожилки халькопирита, галенита, барита, кварца и кристаллы пирита. Барит и серицит часто образуют в массе сфалерита линзообразные полосы. Последние, и также общая ориентировка прожилков рудных и жильных минералов придают руде полосчатый характер.

Наконец, наблюдаются образцы, состоящие в основной массе из мелко-табличатого барита с густой вкрапленностью сульфидов. Из последних преобладает пирит, который наблюдается в виде линзообразных полосок. Руда характеризуется сланцеватой текстурой, в направлении которой

¹ Описание минералов Графского месторождения дается одновременно с таковым же для Троицкого месторождения.

ориентированы полоски пирита. По сланцеватости также наблюдаются прожилки галенита.

При микроскопическом изучении руд Троицкого месторождения были обнаружены следующие минералы: пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, кварц, барит, серицит, и из супергенных: борнит, ковеллин, халькозин, церуссит, лимонит, халькантит и мелантерит.

Описание рудообразующих минералов Графского и Троицкого месторождений

П и р и т является одним из главных рудообразующих минералов руд Графского и Троицкого рудников. Наиболее часто он наблюдается в виде кристаллов, корродированных в сильной степени сфалеритом и халькопиритом. В массе жильного минерала пирит обычно наблюдается в виде выделений с извилистыми очертаниями. Последнее, повидимому, можно объяснить метасоматическим замещением сланца пиритом. Первой генерацией пирита, вероятно, является мелкозернистый пирит, слагающий основную массу пиритовой руды. Полоскообразные скопления крупных кристаллов пирита среди его мелкозернистой массы, повидимому, являются второй генерацией, к которой также относятся крупные корродированные кристаллы пирита, заключенные в массе сфалерита и халькопирита.

С ф а л е р и т является вторым по количеству рудообразующим минералом. Он наблюдается то в виде прожилков в массе барита и пирита, то образует сплошные массы. При травлении сфалерита парами царской водки выявляется его крупнокристаллическая структура, причем зерна представляют сложные полисинтетические двойники. По границам зерен и двойниковым швам проникают прожилки галенита и халькопирита.

Г а л е н и т в рудах Троицкого и Графского рудников встречается в значительных количествах (около 10—15%) обычно в виде прожилков с извилистыми очертаниями в массе сфалерита и барита. Значительно реже он наблюдается в массе халькопирита в виде мелких округлых зерен (0.05 до 0.1 мм). Наиболее же часто с халькопиритом он образует общие прожилки в сфалерите (по сланцеватости), в барите, серицитовом сланце и, реже, по границам зерен пирита.

Х а л ь к о п и р и т количественно значительно уступает сфалериту. В рудах он наблюдается в виде прожилков в пиритовой массе вместе со сфалеритом и кварцем. В сфалерите прожилкообразные выделения халькопирита с извилистыми очертаниями образуют срастание типа субграфических структур. Кроме того нередко в сфалерите же халькопирит присутствует в виде тонких волосистых прожилков и мелких эмульсевидных выделений, проникающих по границам зерен сфалерита и двойниковым швам.

При травлении халькопирита раствором $\text{NH}_3\text{OH} + \text{H}_2\text{O}$ выявляется его среднезернистая структура. Главная масса зерен аллотриоморфна, а некоторые представляют простые и сложные двойники.

Ф а л ь э р ц наблюдается в виде прожилков совместно с халькопиритом и сфалеритом в массе пирита, цементируя и корродируя зерна последнего. В сфалерите он наблюдается в виде мелких округлых зерен и прожилкообразных выделений, часто в ассоциации с галенитом, по отношению к которому фальерц идиоморфен. В халькопирите он то наблюдается в виде мелких округлых зерен и прожилков, то образует выделения с идиоморфными очертаниями. При травлении его царской водкой слабо желтеет. От действия AgNO_3 часть зерен сильно коричневеет, а часть почти не изменяется. Повидимому, здесь мы имеем две генерации фальерца, одна из которых является теннантитом, а другая — сурьмяномышьяковистым фальерцем, тем более что качественной реакцией обнару-

жены в этом фальэрце не только мышьяк, но и сурьма. Последняя генерация фальэрца наблюдается в виде прожилков в халькопирите и сфалерите.

Самородное золото наиболее часто встречается в рудах Графского рудника. Чаще всего оно наблюдается в виде прожилков (фиг. 10 и 11) и аллотриоморфных зерен в массе сфалерита и, реже, в халькопирите и жильном минерале. Выделения самородного золота в жильном минерале (кварце) достигают 1.35×0.47 мм. Часто выделения его приурочены к раздувам прожилков, состоящих из галенита, фальэрца, барита или кварца и иногда халькопирита. В отраженном свете самородное золото светложелтого цвета с очень большой отражательной способностью. Раствором AgNO_3 не травится даже в течение 2 минут и с металлической ртутью образует амальгаму.

Из жильных минералов наблюдаются кварц, барит и серицит.

Супергенные минералы. Наибольшим распространением пользуются ковеллин и халькозин, всегда находящиеся в тесном сростании или представляющие твердый раствор. Они образуют тонкую сеть прожилков в зернах халькопирита, сфалерита и галенита, причем наблюдаются петельчатые, кольчатые и нитеобразные структуры замещения.

Борнит встречается очень редко в виде очень тонких каемок и прожилков в зернах халькопирита, заключенных в массе жильного минерала или ковеллина.

Церуссит замещает галенит, проникая по спайности последнего в виде тонких волосистых прожилков, образуя нитеобразные и решетчатые структуры замещения. Его количество в шлифах редко превышает 2—3%.

Аргентит. Точная диагностика этого минерала, вследствие очень небольших размеров его выделений, невозможна. Наблюдается он в виде мелких зерен и тонких нитеобразных прожилков по спайности галенита, часто в ассоциации с церусситом. Цвет его кремово-белый. Выявляется самородное серебро после небольшой протравы галенита бромисто-водородной кислотой.

Лимонит в рудах наблюдается также в очень небольшом количестве в виде нитеобразных прожилков в пирите и халькопирите. Иногда образует псевдоморфозы по кристаллам пирита.

Халькантит и мелантерит наблюдались автором в виде тонких пленок и примазок на поверхностных плоскостях и по трещинам в рудных образцах.

Последовательность кристаллизации рудообразующих минералов

На основании изучения рудных образцов можно установить следующую схему последовательности кристаллизации рудообразующих минералов.

I фаза. Характеризуется образованием мелкозернистых скоплений пирита и вкрапленности его в боковых породах. Повидимому, в эту же фазу происходит образование серицита и кварца, образующих серицитовые сланцы.

II фаза. Образование крупнокристаллического пирита, кварца, сфалерита, халькопирита, фальэрца и, возможно, небольших количеств галенита. В эту же фазу, а возможно несколько предшествуя ей, образуется мелкозернистый барит.

III фаза. Является завершающей в процессе образования гипогенных минералов. Характеризуется развитием блеклой руды, затем, отчасти, халькопирита, галенита, барита, кварца третьей генерации и самородного золота.

IV ф а з а. В эту фазу образуются борнит, халькозин, ковеллин, аргентит, лимонит, деруссит, халькантит и мелантерит, т. е. супергенные минералы.

7. ТАНАЛЫКСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Таналыкское месторождение находится на левом берегу р. Таналык, в 0.5 км от Баймакского медеплавильного завода.

Рудное тело Таналыкского месторождения представляет маломощную, неправильно залегающую линзу. Средняя мощность последней около 1 м. Общая длина около 400 м. Простираение линзы близкое к меридиональному, а падение крутое восточное. Линза заключена в рассланцованных метаморфизованных и минерализованных альбитофирах. Последние вблизи контакта превращены в серицитовые и хлоритовые сланцы с густой сульфидной вкрапленностью. По простираению месторождение переходит в зону густой сульфидной вкрапленности. Месторождение было вскрыто несколькими шахтами: Северной, Капитальной, Баритовой и Мокрой.

Верхняя граница сульфидной зоны 32 м. Уровень грунтовых вод на глубине 19.7 м. Руда характеризуется большим содержанием барита, сфалерита и золота.

В месторождении установлены следующие типы руд.

1. Сланцеватая пиритовая руда, состоящая главным образом из пирита с большим количеством жильных минералов (кварца, барита, серицита) и прожилками сфалерита и халькопирита. Прожилки жильных и рудных минералов расположены параллельно, что придает руде полосчатый характер при одновременно выраженной сланцеватости.

2. Руда, существенно состоящая из сфалерита. Последний наблюдается в виде двух разновидностей — крупнокристаллической и мелкокристаллической, полосообразно чередующихся. Среди массы сфалерита заключены прожилки халькопирита, галенита и теннантита и отдельные зерна и скопления пирита.

К последнему приурочены выделения кварца. Кроме того, среди массы сфалерита заключены линзочки крупнотабличатого барита.

Руда обычно обладает полосчатой текстурой, обусловленной ориентировкой прожилков рудных и жильных минералов в одном направлении, а иногда носит скрытосланцеватый характер. Оба типа руды интенсивно замещаются ковеллином и лимонитом.

При микроскопическом изучении рудных образцов Таналыкского месторождения были обнаружены следующие минералы: пирит, сфалерит, халькопирит, теннантит, галенит, самородное золото, кварц, барит, серицит, а из супергенных: ковеллин, халькозин, лимонит, халькантит и мелантерит.

Описание рудообразующих минералов

П и р и т в рудах Таналыкского месторождения является одним из главных рудообразующих минералов.

Он образует вкрапленность в серицитовом сланце, переходящую в сланцеватую руду. Здесь пирит обычно мелкокристаллический в виде хорошо образованных кубических кристалликов или в виде крупных выделений с очень извилистыми очертаниями. В массе сфалерита пирит наблюдается в виде крупных (до 11 мм в диаметре), сильно корродированных кристаллов, повидимому являющихся пиритом второй генерации.

С ф а л е р и т не менее распространен, чем пирит. Он образует основную массу в цинковых рудах. В рудах Таналыкского месторождения наблюдаются две разновидности сфалерита: одна мелкозернистая зеленовато-желтая и серая, другая зеленовато-коричневая, более крупнокристаллическая. Под микроскопом в проходящем и в отраженном свете эти разно-

видности плохо различимы. При травлении парами царской водки соответственно выявляется мелкокристаллическая и крупнокристаллическая структура. Зерна в обоих случаях представляют полисинтетические двойники. Взаимотношение их установить трудно, но местами создается впечатление, что крупные кристаллы корродируются и цементируются мелкими. Крупные кристаллы сфалерита приурочены обыкновенно к полосам пирита и кварца.

Кроме того в таналыкских рудах наблюдается супергенный сфалерит в виде мелких волосистых прожилков в массе халькопирита (фиг. 12). Эти прожилки часто окаймлены ковеллином; при иммерзионном объективе они интенсивно темнеют, и наблюдаются тонкие апофизы сфалерита в массу халькопирита по спайности.¹

Х а л ь к о п и р и т обычно наблюдается в очень небольшом количестве в виде тонких прожилков и эмульсионных выделений в массе сфалерита. Значительно реже наблюдаются его крупные (до 2 мм) аллотриоморфные зерна. Тонкие прожилки халькопирита проникают по двойниковым швам сфалерита и частично корродируют грани последнего. При травлении зерен халькопирита парами царской водки выявляется его мелкозернистая структура, причем некоторые зерна представляют двойники.

Г а л е н и т чаще всего наблюдается в цинковых рудах в виде аллотриоморфных выделений и прожилков. Часто он находится в ассоциации с самородным золотом, фальерцем, иногда халькопиритом и баритом.

Ф а л ь э р ц присутствует в рудах в очень небольшом количестве, редко превышая 4—5% от площади шлифа. Обычно он находится в ассоциации с халькопиритом и галенитом. Цвет его в отраженном свете сероватобелый. При травлении HNO_3 слегка желтеет; цианистым калием слабо травится. При действии AgNO_3 некоторые зерна делают коричневыми, а другие почти не травятся. Повидимому, мы имеем здесь две разновидности фальерца.

С а м о р о д н о е з о л о т о в шлифах наблюдалось постоянно, однако его количество не превышает 2—3% от площади шлифа. Оно образует прожилки, как уже отмечалось выше, в ассоциации с галенитом и фальерцем в виде довольно крупных (3×2 мм) аллотриоморфных зерен (фиг. 13 и 14); иногда выделения золота окаймлены халькопиритом.

В отраженном свете золото светложелтого цвета с чрезвычайно большой отражательной способностью. Легко чертится стальной иглой, причем получается царапина с разорванными краями. Из реактивов слабо действует только KCN и царская водка. Последняя при длительном травлении выявляет структуру; AgNO_3 не действует; с металлической ртутью образуется амальгама. Все это является характерным для самородного золота.

Из жильных минералов в рудах были обнаружены кварц, серицит и барит.

К в а р ц наблюдается в виде крупнозернистых прожилков в массе сфалерита. В пиритовых рудах его количество значительно больше. Здесь он образует прожилки и линзообразные включения до 1—1.5 см мощности.

Б а р и т образует прожилки в сфалерите. Мелкозернистый барит корродирует и пересекает выделения кварца. Крупнотабличатая разновидность барита, очень хорошо наблюдающаяся макроскопически, образует линзочки и кристаллические корочки по трещинам отдельностей и по сланцеватости в руде. К этому же бариту приурочены выделения ковеллина.

С е р и ц и т в рудных шлифах наблюдается очень редко, главным образом в виде небольших чешуек, располагающихся по сланцеватости

¹ С. А. Юшко. О супергенном сфалерите в колчеданистых рудах Урала. Рукопись.

руды. Наибольшие количества серицита приурочены к сланцеватым пиритовым рудам.

Из супергенных минералов наибольшим распространением пользуется ковеллин и халькозин. Однако в рудных шлифах они встречаются редко в виде нитеобразных прожилков в халькопирите, сфалерите и других минералах.

Макроскопически же они констатируются довольно часто в виде примазок и пленок по трещинам отдельностей в руде.

Лимонит является главным рудообразующим минералом зоны окисления. Он интенсивно замещает пирит, пронизывая его сетью прожилков. Значительно в меньшем количестве лимонит образует тонкие нитеобразные прожилки в сфалерите.

Халькантит и мелантерит наблюдались только макроскопически в виде зеленовато-сине-желтых пленок и примазок на рудных штуфах.

Последовательность кристаллизации рудных минералов

I фаза. Выделяется мелкозернистый пирит и его крупные аллотриоморфные разновидности, образующие вкрапленность в боковых породах и скопления в виде рудных масс. В эту же фазу образуются кварц и серицит (кварцево-серицитовые сланцы).

II фаза. Кристаллизуется сфалерит как в виде больших скоплений, образующих цинковые руды, так и в виде прожилков в пиритовой массе в ассоциации с халькопиритом, теннантитом и кварцем. Одновременно образуется крупнокристаллический пирит (вторая генерация) за счет перекристаллизации мелкозернистого пирита (первая генерация).

III фаза. Образование серицита, барита, халькопирита, фальерца, галенита и самородного золота и, иногда, — кварца.

IV фаза выражена слабо. Из вторичных сульфидов образуются ковеллин, халькозин и сфалерит; из сульфатов — халькантит и мелантерит; из окислов — лимонит.

8. ВОСТОЧНО-СЕМЕНОВСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Восточно-Семеновское месторождение расположено в 12—13 км к югу от г. Баймака.

Форма рудной залежи неправильная. Рудное тело имеет меридиональное простирание, крутое восточное падение и залегает в динамометаморфизованных порфиритах.

Верхняя часть месторождения представлена хорошо выраженной железной шляпой, достигающей вертикальной мощности 40—50 м.

Месторождение характеризуется большим содержанием сфалерита, барита и золота.

В результате изучения руд Семеновского месторождения были установлены следующие их типы.

1. Сланцеватые пиритовые руды, состоящие из основной массы пирита с прожилками других минералов. Пирит часто сильно раздроблен. Текстура руды раздробленная, брекчиевидная и полосчатая. Последняя обусловлена полоскообразным расположением прожилков сфалерита, халькопирита и кварца. Часто руда имеет сланцеватый характер. По сланцеватости расположены чешуйки серицита.

2. Руды, состоящие из основной массы цинковой обманки, в которой заключены ориентированные параллельно прожилки халькопирита, кварца, теннантита и галенита. В массе сфалерита заключены линзообразные выделения барита и прослойки серицита, что придает руде сланцеватый характер. Пирит в цинковых рудах встречается то в виде одиночных кри-

таллов, то образует полоскообразные скопления. Текстура руды обычно зернистая или полосчатая; часто наблюдаются руды с брекчиевидной текстурой, реже с порфировидной, где крупные кристаллы пирита заключены среди мелкозернистой массы сфалерита (выявлено травлением).

3. Сланцеватые руды, состоящие из сланцеватого барита с прожилками кварца, сульфидов (сфалерита, халькопирита, галенита и др.) и серицита по сланцеватости.

На основании микроскопического изучения руд Восточно-Семеновского месторождения удалось установить следующие минералы: гипогенные — пирит, сфалерит, халькопирит, теннантит, галенит, самородное золото, барит, кварц и серицит; супергенные — ковеллин, халькозин, галенит, лимонит, халькантит, мелантерит.

Описание рудообразующих минералов

П и р и т, как обычно, встречается в виде двух генераций: первая представлена мелкозернистым пиритом, образующим вирапленность в серицитовом сланце и такой же зернистости сплошные рудные скопления; вторая наблюдается в виде крупных, сильно корродированных зерен в сфалерите и других рудных минералах.

С ф а л е р и т является главным рудообразующим минералом в цинковых рудах. Кроме того, в виде выделений с идиоморфными очертаниями он наблюдается в прожилках халькопирита, фальерца и галенита. При травлении образцов цинковой руды царской водкой выявляется (как и в рудах Танадыского месторождения) крупно- и мелкокристаллические разновидности сфалерита. Крупные его зерна иногда представляют агрегат мелкокристаллических зерен с мостовой структурой.

Х а л ь к о п и р и т в рудах восточно-Семеновского месторождения присутствует в небольшом количестве, обычно в виде прожилков или аллотриоморфных зерен в пирите, сфалерите и барите. Кроме того, в сфалерите халькопирит также наблюдается в виде мелких эмульсиевидных зерен и тонких прожилков, проникающих по двойниковым швам сфалерита. Травлением выявлена мелкозернистая структура халькопирита. Часто аллотриоморфные зерна халькопирита выполняют промежутки между кристаллами сфалерита, но нередко сфалерит и халькопирит образуют типичные субграфические срастания, указывающие на их одновременное образование.

Г а л е н и т содержится в рудах в больших количествах, достигая 10% от площади шлифа. Он наблюдается в виде прожилков с извилистыми очертаниями в ассоциации с халькопиритом и теннантитом, к которым иногда бывают приурочены зерна самородного золота. Кроме того галенит образует нитеобразные прожилки в ассоциации с мягким жильным минералом. Возможно, этот галенит — супергенный.

Т е н н а н т и т наблюдается почти во всех шлифах, но в виде очень мелких округлых зерен или прожилков небольшой мощности в ассоциации с галенитом.

С а м о р о д н о е з о л о т о было встречено в нескольких шлифах в виде мелких зерен в прожилке халькопирита, заключенного в пиритовой руде, и в виде прожилков в ассоциации с галенитом в сфалерите.

Б а р и т то образует основную массу в сланцеватой руде в виде мелкозернистого или табличатого агрегата, то наблюдается в виде выделений с идиоморфными очертаниями в массе сфалерита.

К в а р ц встречается в виде аллотриоморфных выделений и прожилков в массе пирита и сфалерита и корродирует грани последнего.

С е р и ц и т как в полированных, так и в прозрачных шлифах встречается довольно редко. Он наблюдается обычно среди зерен кварца и барита

в виде мелких чешуек, окаймляющих выделения пирита. Иногда серицит в виде мелкочешуйчатого агрегата ассоциируется в прожилках с кварцем. Макроскопически наблюдались большие скопления серицита в сланцеватых пиритовых рудах.

К о в е л л и н и х а л ь к о з и н представляют тонкую смесь и всегда присутствуют вместе. Они образуют нитеобразную сеть прожилков в массе халькопирита и сфалерита. Часто последний подвергается замещению более интенсивно (селективное замещение).

Л и м о н и т, являясь минералом поверхностной зоны, в сульфидных рудах встречается очень редко в виде нитеобразных прожилков и халькопирите и пирите; значительно реже в других минералах.

М е л а н т е р и т и х а л ь к а н т и т наблюдаются обычно в виде зеленовато-желтых пленок на поверхности рудных штуфов.

Последовательность кристаллизации рудообразующих минералов

В результате изучения намечается следующая последовательность рудоотложения.

I ф а з а. Образование вкрапленности пирита и пиритовых сланцеватых руд. В эту же фазу образуются серицит, кварц и барит.

II ф а з а. Образование сфалерита в виде сплошных массивных руд и в виде прожилков; одновременно образуется халькопирит и кварц. Здесь же возникает крупнокристаллическая разность пирита (вторая генерация).

III ф а з а. Образование прожилков, состоящих из галенита, барита, халькопирита и самородного золота.

IV ф а з а. В супергенную фазу образуются ковеллин, халькозин, вторичные сфалерит и галенит и, наконец, лимонит.

9. ЮЛАЛИНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Юлалинское месторождение находится в 18 км к югу от г. Баймака, с которым связано узкоколейной железной дорогой, и в 8 км к югу от Восточно-Семеновского месторождения.

Разработка месторождения была начата до революции и ведется до настоящего времени. Месторождение вскрыто горными работами до глубины 105 м.

Морфологически месторождение представляется жиллообразным рудным телом с почти меридиональным простираем и крутым восточным падением. Мощность рудного тела очень непостоянна и колеблется от 1 до 6 м. Ниже горизонта 43 м в раздувах мощность увеличивается до 17 м. К северу и на глубину рудное тело выклинивается, разбиваясь при этом на многочисленные линзочки и прожилки, сменяющиеся густой сульфидной вкрапленностью в кварцево-серицитовом сланце. В южном конце рудное тело также разбивается на ряд линзочек, состоящих из сажистой руды.

Небольшая мощность и сравнительно большая длина рудного тела позволяет назвать его жиллообразным.

Висячем боку рудного тела залегают кварцево-серицитовые сланцы, в лежачем — обеленные кварцевые альбитофиры. По самому контакту с ним боковые породы иногда превращены в кварцево-серицитовую глину.

Верхняя граница зоны сульфидных руд 38,1 м. Уровень грунтовых вод 17,6 м.

Верхняя зона месторождения представлена агрегатами барита, кварца, лимонита, ярозита и окислов меди.

Сульфидные руды по содержанию в них меди можно разделить на два участка: северный — бедный (в настоящий момент не эксплуатирующийся)

и южный — богатый медью. Руда северного участка представлена плотным колчеданом, а руда южного — рыхлой, легко рассыпающейся массой с большим количеством сфалерита и ковеллина.

При изучении Юлалинского месторождения был сделан ряд сечений вкрест простирания рудного тела на всех работающих горизонтах. Обработка собранного материала позволяет установить следующие типы руд для месторождения..

1. Наиболее широким распространением пользуются сланцеватые и вкрапленные руды, состоящие из кварцево-серицитового сланца с чрезвычайно густой сульфидной вкрапленностью. Вкрапленность преимущественно состоит из пирита с небольшим количеством халькопирита и сфалерита. Часто в этих рудах наблюдаются большие количества ковеллина и прожилков барита.

Текстура руд сланцеватая. Эти руды приурочены главным образом к висячему боку рудного тела. Значительно реже они наблюдаются в лежащем боку.

2. Значительным распространением пользуются руды, состоящие из основной массы пирита. Последняя сильно трещиновата, раздроблена, прорезана прожилками кварца, халькопирита, сфалерита и содержит большое количество ковеллина и немного лимонита.

Пиритовая руда обычно слагает центральные части рудной жилы и постепенно переходит в сланцеватые руды путем увеличения количества серицита.

Текстура пиритовой руды плотная, местами раздробленная, иногда полосчатая (фиг. 15) или слабо сланцеватая.

3. Меньшим распространением пользуются полосчатые руды, состоящие из сфалерита и халькопирита с прожилками других минералов; постоянно присутствует пирит.

Полосчатые руды обычно приурочены к лежащему боку, но иногда участки их наблюдаются в висячем боку, а также в центральных частях жил. Наиболее распространены полосчатые руды на горизонте 64 м.

Руды Юлалинского месторождения содержат следующие минералы: типогенные — пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, теннантит, самородное золото, аргентит и жильные: кварц, барит, серицит.

Из супергенных минералов, встречаются ковеллин, халькозин, борнит, лимонит, ярозит, халькантит, мелантерит.

Описание рудных минералов

П и р и т является главным рудообразующим минералом, составляя 40—50% руды. Обычно он наблюдается в виде хорошо образованных кубических кристаллов. Часто сильно разбит трещинами и раздроблен. По трещинам и границам зерен пирита проникают прожилки кварца, барита и серицита или халькопирита, сфалерита. Крупные кристаллы пирита, заключенные в сфалерите и халькопирите, в значительной степени корродированы; в массе кварца пирит наблюдается в виде мелких хорошо образованных кристаллов. Заключенный в сфалерите, халькопирите и кварце, он, повидимому, является второй генерацией, возникшей, возможно, в результате перекристаллизации пирита первой генерации.

Иногда в массе сфалерита наблюдаются выделения пирита очень извилистой прожилкообразной формы. Последние либо являются остаточными образованиями при замещении пирита сфалеритом, либо образовавшимися после сфалерита, т. е. пиритом третьей генерации.

Х а л ь к о п и р и т в рудах Юлалинского месторождения является вторым, по количеству, минералом. Однако его количество редко превышает 10—15%. Обычно халькопирит в виде прожилков прорезает,

корродирует и цементирует пирит. В некоторых шлифах халькопирит является основной массой. В массе сфалерита он наблюдается в виде прожилкообразных выделений, часто образующих со сфалеритом прорастания типа субграфических структур (фиг. 16). Нередко, однако, наблюдаются тонкие прожилки халькопирита и эмульсионвидные выделения в массе сфалерита. Часто зерна кварца или теннантита, заключенные в сфалерите, окаймлены тоненькой каемочкой халькопирита. Повидимому, это халькопирит второй генерации.

При травлении крупных зерен халькопирита раствором $\text{NH}_4\text{OH} + \text{H}_2\text{O}_2$ выявляется его крупнокристаллическая структура. Зерна его обычно аллотриоморфны, но наблюдаются простые и сложные двойники. В поляризованном отраженном свете халькопирит анизотропен.

С ф а л е р и т образует крупные скопления в жильном минерале, затем участвует в образовании прожилков, цементирующих зерна пирита совместно с кварцем и халькопиритом.

При травлении сфалерита парами царской водки выявляется его крупнозернистая структура. Главная масса сфалерита представляет полисинтетические двойники. По двойниковым швам сфалерита часто проникают и корродируют его грани прожилки халькопирита.

На ряду с этим нередко встречаются участки, где халькопирит и сфалерит ведут себя как одновременно образовавшиеся минералы. Местами даже сфалерит как будто проникает по границам аллотриоморфных зерен халькопирита (выявлено травлением). Интересно также отметить, что в этом случае зерна сфалерита редко сдвойникованы.

Галенит наблюдается очень редко в виде мелких зерен и прожилков в сфалерите и халькопирите. Иногда в массе ковеллина наблюдаются зерна галенита идиоморфных кубических сечений.

Т е н н а н т и т наблюдается еще в меньшем количестве, чем галенит. Обычно он заключен почти во всех рудных минералах в виде мелких зерен. Значительно реже наблюдаются его прожилки в халькопирите и сфалерите в ассоциации с баритом.

С а м о р о д н о е з о л о т о наблюдалось только в одном шлифе в виде маленьких (0.030×0.02 мм) зерна в галените.

А р г е н т и т наблюдался также два раза в виде каемки на зерне галенита, заключенном в массе халькопирита, а также в сростании с галенитом в сфалерите.

Аргентит серовато-белого цвета; HNO_3 действует на него не сразу; в отличие от галенита травится раствором HgCl_2 . В поляризованном отраженном свете аргентит поляризует, что указывает на его ромбическую сингонию и, возможно, на гипогенное образование.

А р с е н о п и р и т наблюдался в рудах Юлалинского месторождения в виде мелких ромбических кристаллов, заключенных в прожилках кварца. Значительно реже зерна арсенопирита заключены в пирите, но взаимоотношения их неясны.

К в а р ц. Из жильных минералов наибольшим распространением пользуется кварц. Он образует прожилки в серицитовом сланце. Кварц совместно с халькопиритом и сфалеритом цементирует зерна пирита. В последнем случае кварц наблюдается в виде зерен, растущих перпендикулярно зальбандам прожилка.

Кроме того в серицитовом сланце довольно часто наблюдаются крупные угловатые зерна кварца, повидимому остатки породы, превращенной в кварцево-серицитовый сланец. Таким образом, кварц наблюдается в трех генерациях.

С е р и ц и т образует совместно с кварцем кварцево-серицитовые сланцы. Он обычно наблюдается в виде небольших чешуек, выполняющих промежутки между зернами кварца. Кроме того, встречаются более крупные

чешуйки серицита, окаймляющие в виде ореола крупные зерна кварца и кристаллы пирита и выполняющие промежутки между зернами сфалерита. В сланцеватых пиритовых рудах выделения серицита имеют очень извилистые формы, что, повидимому, обусловлено метасоматическим замещением сланца пиритом.

Барит в сульфидных рудах встречается редко, причем главным образом на горизонте 42 м. Встречается он обычно в виде табличатых выделений, образующих линзообразные скопления в массе кварцево-серицитового сланца с пиритом (сланцеватые руды). Среди линзообразных прожилков барита часто наблюдаются тонкие прожилки халькопирита и теннантита и очень редко мелкие зерна самородного золота.

Супергенные минералы. Ковеллин является наиболее распространенным минералом. Он почти всегда находится в тесном сростании с халькозином. Ковеллин встречается в виде прожилков в пирите, сфалерите, халькопирите и галените, образуя целый ряд структур замещения (нитеобразные, петельчатые, решетчатые и др.). Макроскопически ковеллин установлен в рудах на всех горизонтах. Он наблюдается как в виде прожилков в руде и сланце, так и в виде примазок по плоскостям отдельности руды и в виде землистых масс, слагающих линзообразные окончания жил при выклинивании.

Халькозин, как уже отмечалось выше, почти всегда находится в тесном сростании с ковеллином и очень редко с галенитом (графическая структура).

Борнит в рудах Юлалинского месторождения встречается очень редко. Он наблюдается в виде каемок и прожилков в зернах халькопирита. Значительно реже встречаются зерна чистого борнита в массе ковеллина с остаточными эмульсионными выделениями халькопирита.

Сфалерит второй генерации (супергенный) был констатирован в нескольких шлифах в виде нитеобразных прожилков в массе халькопирита. Среди массы сфалеритовых прожилков заключены небольшие, с очень извилистыми очертаниями, зерна халькопирита — остатки от замещения. От прожилков сфалерита ответвляются тонкие апофизы, проникающие по спайности в массу халькопирита. Прожилки сфалерита часто окаймлены ковеллином.

Лимонит в сульфидных рудах встречается очень редко в виде тонких нитеобразных прожилков в массе пирита и халькопирита. В верхней же окисленной зоне месторождения лимонит является основным рудообразующим минералом.

Ярозит наблюдается в виде чешуйчатых охристых скоплений в породах лимонита. Иногда образует примазки на поверхности бурых железняков.

Церуссит наблюдается в виде нитеобразных тонких прожилков в массе лимонита.

Последовательность кристаллизации рудообразующих минералов

I фаза. Характеризуется образованием пирита, кварца и серицита. Этот пирит слагает вкрапленные руды.

II фаза. Характеризуется образованием пирита второй генерации, кварца, сфалерита, халькопирита и теннантита (?). Первым кристаллизовался пирит, затем образовался сфалерит-халькопирит. При этом кристаллы пирита корродировались сфалеритом и халькопиритом. Последние два минерала кристаллизовались, повидимому, одновременно. Несколько более поздней генерацией халькопирита являются его эмульсионные выделения в сфалерите.

III фаза. Характеризуется образованием барита, теннантита, халькопирита, галенита, аргентита и самородного золота. Эта фаза выражена чрезвычайно слабо и наблюдается в рудах на горизонте 42 м.

IV фаза. Отвечает супергенному процессу и характеризуется образованием борнита, халькозина, сфалерита, ковеллина, лимонита, церуссита, ярозита и др.

10. ЮЛУКСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождения Северного и Южного Юлука расположены на р. Юлуке, впадающей в р. Сакмару, в 40—43 км от г. Баймака.

В отличие от всех вышеописанных месторождений Баймакского района, Юлукские месторождения приурочены к широкой полосе (до 20 км) кристаллических сланцев.

Северно-Юлукское месторождение расположено на крутом левом берегу р. Юлука. Оно вскрыто штольнями, шурфами и канавами.

Месторождение состоит из нескольких рудных жил, проходящих по контакту хлоритовых сланцев с кварцитами. В пределах зоны окисления рудные жилы представлены бурым железняком и пористым кварцем и разрабатывались на золото. Во вмещающих зону оруденения породах часто наблюдаются примазии и небольшие скопления малахита, азурита, куприта и изредка самородной меди.

Месторождение работает для извлечения золота и серебра.

Южно-Юлукское месторождение расположено в 4 км к югу от северного, на пологой водораздельной возвышенности, и состоит из одной главной колчеданной жилы и нескольких сопровождающих ее параллельных мелких колчеданных прожилков. Суммарная мощность последних не превышает 4.75—6.35 м.

Разведочными работами месторождение прослежено до глубины 120 м. Вмещающими боковыми породами являются зеленые сланцы, висячем боку развиты их графитовые разности.

При изучении рудных образцов Южно-Юлукского месторождения были установлены следующие типы руд:

1. Наибольшим распространением пользуются руды, состоящие из основной массы мелкозернистого пирита с небольшим количеством прожилков халькопирита, пирротина, кварца и, меньше, сфалерита.

Текстура руды обычно плотная, массивная; иногда наблюдаются образцы, обладающие неясно выраженными полосчатой и сланцеватой текстурами, обусловленными соответствующей ориентировкой прожилков халькопирита, пирита и выделений жильных минералов.

2. Вторым типом являются руды, состоящие из основной массы пирротина. Среди последнего заключены прожилки и линзообразные выделения халькопирита, марказита и жильного минерала (породы); значительно реже наблюдаются прожилкообразные выделения небольших размеров (до 0.1 мм) сфалерита и идиоморфные выделения пирита.

Текстура руды обычно сланцеватая; часто по сланцеватости расположены выделения жильного минерала с чрезвычайно извилистыми очертаниями (повидимому — остатки не замещенной рудными растворами породы). Нередко наблюдаются образцы с брекчиевидной текстурой. Последняя обусловлена большим количеством угловатых, часто в сильной степени корродированных обломков жильных минералов (породы), заключенных в массу пирротина. Эти руды характеризуются значительным (около 0.1%) содержанием кобальта.

3. Последний тип — это образцы окисленной руды, состоящие из основной массы лимонита с участками пористого кварца и часто с примазками азурита и малахита.

При микроскопическом изучении руд Южно-Юлукского месторождения были констатированы следующие рудообразующие минералы: пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, фальерц, миллерит, кварц, кальцит, хлорит, серицит, рутил; из супергенных — марказит, халькопирит, ковеллин, лимонит, азурит и малахит.

Описание рудообразующих минералов

П и р и т является главным рудообразующим минералом. В рудах Южно-Юлукского месторождения он наблюдается то в виде вкрапленности, то в виде сплошных пиритовых масс. Обычно его количество в рудах составляет 50—60%. Пирит представлен мелкими идиоморфными кристаллами. Зерна его часто раздроблены и корродированы халькопиритом и пирротинном, причем образуются скелетные, петельчатые и нитеобразные структуры замещения.

П и р р о т и н является вторым по количеству минералом. Он наблюдается в виде прожилков, корродирующих и цементирующих массу пирита, и прожилков различной мощности по сланцеватости кварцита. В отраженном свете пирротин обладает обычными для него свойствами. В поляризованном отраженном свете ясно анизотропен и состоит из агрегата мелких аллотриоморфных зерен. Некоторые зерна идиоморфны и представляют сложные двойники. При наблюдении зерен пирротина с иммерсионным объективом и при травлении его зерен раствором КОН выявляются очень мелкие (меньше 0.001 мм) выделения светлосерого минерала. Последний в виде тонких штрихов проникает по спайности пирротина. В виду чрезвычайно малых размеров этот минерал не мог быть определен. Удалось установить, что он не травится КОН и анизотропен.

Пирротин характеризуется изоморфной примесью кобальта.

Х а л ь к о п и р и т по количеству значительно уступает пирротину. В пиритовых рудах его больше, чем в пирротиновых. Он обычно наблюдается в виде прожилков и прожилкообразных выделений в пирите и пирротине. Значительно реже халькопирит наблюдается в виде мелких эмульсионных выделений и в виде извилистых прожилков в сфалерите. С последним он местами образует графические и субграфические структуры отложения. При травлении халькопирита раствором $\text{NH}_4\text{OH} + \text{H}_2\text{O}_2$ выявляется его аллотриоморфно-зернистая структура. Некоторые зерна заключают удлиненные игольчатые кристаллики миллерита.

С ф а л е р и т в рудах Южно-Юлукского месторождения встречается редко в очень небольшом количестве, редко достигая 5—6%. Обычно он наблюдается в виде выделений с извилистыми очертаниями в халькопирите, как уже отмечалось и образует с последним субграфические структуры. В массе пирротина сфалерит выполняет промежутки между зернами пирротина. В отраженном свете сфалерит светлосерого цвета, изотропен. В проходящем свете он наблюдается в виде мелких зерен бурого цвета.

М и л л е р и т был обнаружен в массе халькопирита при травлении последнего раствором $\text{NH}_4\text{OH} + \text{H}_2\text{O}_2$. Он наблюдается в виде удлиненных копьевидных кристаллов в халькопирите и в виде каемочек по границе зерен халькопирита и пирротина. Миллерит в отраженном свете кремового цвета (более желтый, чем пирротин); не травится КОН и характеризуется более яркой поляризацией в отраженном свете, чем пирротин.¹

Ф а л ь э р ц наблюдается очень редко в виде очень мелких (меньше 0.01 мм) округлых зерен в массе халькопирита и сфалерита.

К в а р ц. Из жильных минералов большим распространением пользуется кварц. С одной стороны, он является главной составной частью вмещающей породы, с другой — участвует в образовании прожилков, состоя-

¹ Химически установлено присутствие никеля.

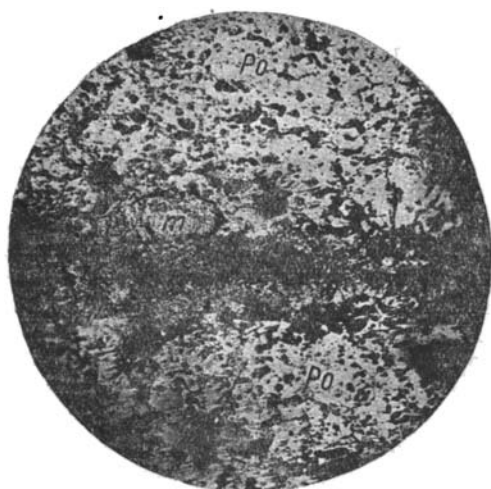
щих из пирротина и халькопирита; эти прожилки цементируют и корродируют пирит и метасоматически замещают зеленые сланцы.

В массе пирротина и халькопирита кварц наблюдается в виде прожилкообразных выделений с извилистыми очертаниями, местами образуя с пирротинном и халькопиритом субграфические структуры.

К а л ь ц и т наблюдается довольно часто в виде крупнокристаллических прожилков во вмещающих породах (кварците). Кроме того, довольно часто наблюдаются идиоморфные ромбические кристаллы и обломки последних в массе пирротина и халькопирита. Зерна и кристаллы карбоната часто корродируются и разъедаются халькопиритом и пирротинном (фиг. 17).

С е р и ц и т и х л о р и т являются порообразующими минералами вмещающих пород, которые наблюдаются в виде обломков и линзообразных участков в пирротине. На ряду с этим наблюдаются потокообразные скопления чешуек серицита и

хлорита в массе халькопирита и пирротина, где они, повидимому, являются продуктами перекристаллизации серицита и хлорита породы. Эти выделения серицита и хлорита часто приурочены к извилистым прожилкам кварца. В пиритовой руде серицит и хлорит выполняют



Фиг. 18. Прожилок марказита в массе пирротина. Месторождение Южный Юлук, шлиф 237. $\times 40$.

Светлое — пирротин (Po), серо-белое — марказит (m), темное — жильный минерал.



Фиг. 19. Прожилок марказита в пирротиновой руде. Натуральная величина.

Белое — марказит, светлосерое — пирротин, темное — жильные минералы.

промежутки между кристаллами пирита и образуют венчиковобразные ореолы вокруг кристаллов последнего.

М а р к а з и т. Одним из наиболее часто встречающихся супергенных минералов является марказит. Он наблюдается в виде прожилков, часто несогласных со сланцеватостью, и линзообразных выделений в пирротине (фиг. 18 и 19). В пирите марказит наблюдается в виде зерен, заполняющих промежутки между кристаллами пирита, и обладает коллоидным метаколлоидным строением. В отраженном поляризованном свете ясно анизотропен (в отличие от пирита).

Х а л ь к о з и н и к о в е л л и н наблюдаются в южноюлукских рудах очень редко. Наиболее часто они были констатированы в пиритовых рудах. Обычно халькозин и ковеллин представляют тонкую смесь в виде твердого раствора. Наблюдаются они в виде тонких нитеобразных прожилков и каемочек в халькопирите, пирите и, реже, в сфалерите.

Л и м о н и т в рудах окисленной зоны является главным рудообразующим минералом. Часто образует псевдоморфозы по пириту. В массе пи-

рита, пирротина и редко халькопирита наблюдается в виде тонких нитеобразных прожилков, часто в ассоциации с марказитом.

Азурит и малахит наблюдаются в виде примазок в порах и нездравых пустотах лимонита и кварца, образцов окисленных руд.

Последовательность кристаллизации рудообразующих минералов

I фаза. Из рудных минералов первым, повидимому, кристаллизовался пирит, который образует вкрапленность в боковых породах и сплошные рудные массы. С ним одновременно, а возможно несколько раньше, образовался хлорит, серицит и кварц.

II фаза. Образовались пирротин, халькопирит с миллеритом, сфалерит и кварц. Здесь же возникли чешуйки серицита и хлорита. Повидимому, этим заканчивается гипогенный процесс рудообразования.

III фаза. Характеризует супергенный процесс, который выражается образованием марказита и небольших количеств ковеллина и халькозина. Наконец, последними образуются лимонит, азурит, малахит.

11. СОДЕРЖАНИЕ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В КОЛЧЕДАНИСТЫХ РУДАХ БАЙМАКСКОГО РАЙОНА

Для установления содержания редких элементов (As, Sb, Cd, Sn, Se и Te) были произведены химические анализы средних проб руды и штучных образцов.¹

Для установления минералогической формы обнаруженных химически редких элементов образцы руд были подвергнуты тщательному минералогическому изучению с помощью микроскопических и микрохимических методов.

Мышьяк в рудах Баймакского района является довольно распространенным элементом. Однако содержание его в рудах очень небольшое.

Минералогически мышьяк представлен арсенопиритом и фальерцем. Арсенопирит в рудах наблюдается очень редко в виде мелких кристалликов (в рудах Сибая, Тубинска и Бакр-Узяка). Обычно он кристаллизуется раньше пирита, что хорошо устанавливается по его идиоморфизму к пириту. Однако часто арсенопирит связан с фазой прожилков кварца, более поздних по образованию, чем пирит и даже сфалерит. Здесь арсенопирит наблюдается в виде очень мелких хорошо образованных ромбических кристалликов, заключенных в прожилках кварца. Арсенопирит обычно концентрируется по периферии прожилков. Значительно более распространен в рудах фальерц. В месторождениях Тубинском, Уваряжском, Графском и Троицком его количество в шлифах местами достигает 10%. Микроскопическим изучением были установлены две генерации фальерца. Первой его генерацией является теннантит, который образовался одновременно с халькопиритом и сфалеритом. В рудах Баймакского района эта фаза минерализации выражена чрезвычайно слабо. Второй генерацией является сурьмяно-мышьяковый фальерц, образовавшийся в третью фазу рудообразовательного процесса одновременно с галенитом, самородным золотом и баритом. Сурьмяно-мышьяковый фальерц и соответствующая ему фаза минерализации в некоторых месторождениях (Тубинское, Уваряжское, Троицкое, Графское и др.) выражены довольно хорошо. Микроскопически оба эти фальерца очень легко различимы с помощью раствора AgNO_3 .

¹ Анализы производила Геохимическая лаборатория Московского геолого-разведочного института.

Как уже выше было отмечено (см. мышьяк), минералогической формой нахождения сурьмы является сурьмяно-мышьяковый фальэрц. Чисто сурьмяного фальэрца в рудах не наблюдалось.

О л о в о в рудах было обнаружено только химически. Наибольшее его содержание было установлено в Бакр-Узякском месторождении. В несколько меньшем количестве в Сибавском, Юлалинском, Уваряжском и Япаевском месторождениях.

Повидимому, и здесь, подобно среднеуральским колчеданистым месторождениям (15), олово изоморфно связано в фальэрце. Собственно оловорудных минералов в Баймакских рудах не было найдено. Намечается некоторое увеличение количества олова в окисленных рудах месторождений.

К а д м и й в рудах был установлен только химически и, повидимому, является изоморфной примесью сфалерита. Он был обнаружен только в рудах медноцинкового состава. В пиритовых рудах кадмий отсутствует.

С о д е р ж а н и е с е л е н а и т е л л у р а было установлено химически.

Как селен, так и теллур принадлежат к элементам, геохимия которых еще недостаточно выяснена.

Минералогические формы селена и теллура также являются не установленными. При изучении Баймакских руд никаких селенистых и теллуристых минералов обнаружено не было. Возможно, что в Бакр-Узякском месторождении теллур, подобно алтайским рудам, находится в виде изоморфной примеси к свинцовому блеску. С другой стороны, как и для олова, замечается некоторое увеличение количества теллура в окисленных рудах, что, повидимому, можно объяснить связью теллура с золотом, количество которого также увеличивается в окисленных рудах.

К о б а л ь т и н и к е л ь были установлены химически только в юлукских рудах. Никель и кобальт, повидимому, являются изоморфной примесью пирротина, так как в пирротиновых рудах обнаружено наибольшее содержание кобальта. В руде с основной массой пирита обнаружены только следы кобальта.

При микроскопическом изучении минералов кобальта не было констатировано. В одном шлифе, с помощью иммерзионного объектива, были обнаружены чрезвычайно мелкие, игольчатые кристаллики желтого цвета, определенные как миллерит.

12. МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ КОЛЧЕДАНИСТЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БАЙМАКСКОГО РАЙОНА

В результате минералогического изучения колчеданистых руд Баймакского района, как уже выше было описано, установлены следующие гипогенные минералы: пирит, сфалерит, халькопирит, фальэрц, арсенопирит, галенит, самородное золото, кварц, серицит, барит, хлорит, эпидот и рутил; кроме того, для Южно-Юлукского месторождения — пирротин и карбонат.

Установлено, что наибольшим распространением (см. карту, фиг. 20, где указаны относительные количества главнейших рудообразующих минералов) в месторождениях пользуется пирит, составляющий обычно 40—50%.

Значительно в меньшем количестве в рудах наблюдаются халькопирит и сфалерит, суммарно в среднем составляя 10—15%. Однако в целом ряде месторождений, как Троицкое, Графское, Таналыкское и Восточно-Семеновское, сфалерит составляет 40 и даже 60%. Еще в меньшем количестве в рудах наблюдаются галенит и фальэрц, редко достигающие 8—10%.

Арсенопирит, самородное золото и другие рудные минералы обычно содержатся в рудах в количествах единиц и долей процента.

Большинством исследователей в настоящее время принимается деление гидротермальных месторождений на три зоны: 1) гипотермальные месторождения, образованные при высоких температурах, 2) мезотермальные месторождения средней глубины, образованные при умеренных температурах, и 3) эпитермальные месторождения малой глубины, являющиеся образованиями низких температур. Учитывая минералогический характер каждой зоны и физико-химические условия образования минералов, образование большинства руд изученных месторождений, повидимому, соответствует гидротермальным условиям средней глубины.

Известно, что для данных условий характерны ассоциации халькопирита, сфалерита и больших количеств пирита. Одновременно присутствуют кварц и серицит. Большинство месторождений Баймакского района характеризуется также присутствием небольших количеств галенита, сурьмяно-мышьякового фальерца, светложелтого самородного золота и большого количества барита. Последняя ассоциация минералов, повидимому, является характерной для переходной мезоэпитермальной зоны.

Из высокотемпературных минералов в изученных месторождениях установлен арсенопирит. Последний в рудах Баймакского района встречается в очень небольшом количестве. По времени кристаллизации он является наиболее ранним, что хорошо подтверждается его идиоморфизмом по отношению к пириту. Однако довольно часто наблюдается арсенопирит в ассоциации с кварцем. Этот арсенопирит образовался позднее пирита и даже сфалерита. Как известно, арсенопирит характеризует переходные зоны между гипо- и мезозоной. Иногда небольшие его количества могут присутствовать даже в эпитермальных месторождениях.

На основании изучения колчеданистых руд Баймакского района было установлено, что гидротермальный процесс отложения рудных минералов происходил в четыре фазы (фиг. 20, 21, 22).

Первая фаза, представленная пиритом, кварцем, серицитом и хлоритом, характеризует типичную ассоциацию минералов гидротермальной зоны средней глубины. Мезотермальным условиям отвечает также вторая фаза кристаллизации, часто накладывающаяся на первую. Эта фаза характеризуется ассоциацией сфалерита, халькопирита и кварца; иногда присутствуют небольшие количества теннантита и галенита.

Нередко наблюдающиеся в этой ассоциации небольшие количества рутила кристаллизуются раньше всех минералов данной фазы. По данным Сенармона, температура кристаллизации рутила около 200°. Повидимому, присутствие последнего может характеризовать до некоторой степени температурные условия процесса рудоотложения между первой и второй фазами. Третья, более низкотемпературная фаза рудообразовательного процесса в рудах выражена очень слабо. Характеризуется она очень небольшим количеством теннантита и серицита и большими скоплениями барита (месторождения Уваряжское, Троицкое, Графское и Восточно-Семеновское). Четвертая, наиболее низкотемпературная фаза является завершающей фазой гипогенного процесса минералообразования. Минералогическая ассоциация данной фазы, представленная галенитом, сурьмяно-мышьяковым фальерцем, самородным золотом, баритом и кварцем, повидимому, отвечает условиям переходным к эпитермальному процессу.

Отсутствие в руде минералов, являющихся хорошими геологическими термометрами, как и в рудах колчеданистых месторождений Среднего Урала, не позволяет более точно градуировать процесс рудоотложения. Главная масса рудных минералов была образована в течение первой и второй фаз рудоотложения, что отвечает гидротермальным условиям средней глубины. Четвертая фаза, характеризующаяся образованием небольшой группы минералов, отвечает условиям эпизоны.

Фазы	Гидротермальные			Супер- генная
	Высокотемпера- турная	Средне- темпер.	Низко- темпер.	
Арсенопирит	—			
Пирит I генер.	●			
Кварц I генер.	●			
Серицит	●			
Хлорит	●			
Эпидот		●		
Рутил		●		
Пирит II генер.		●		
Халькопирит		●		
Сфалерит		●		
Арсенопирит II генер.		—		
Пирит III генер.		—		
Кварц II генер.			●	
Теннантит			●	
Халькопирит I генер.			—	
Галенит			—	
Кварц III генер.			●	
Барит			●	
Серицит			●	
Фальзэрс As+Sb			●	
Галенит			●	
Марказит			●	
Сфалерит II генер.			●	
Борнит				—
Халькозин				●
Ковеллин				●
Куприт				—
Самородная медь				—
Малахит				●
Азурит				●
Церуссит				—
Ярозит				—
Лимонит				●
Хальконтит + Мелан- терит				●
Типоморфные минералы	пирит I генер. кварц серицит хлорит	халько- пирит сфалерит кварц	кварц фальзэрс	ковеллин халько- зин лимонит
Изменение боковых пород	Серицитизация Окварцевание			

Фиг. 20. Геохимическая схема колчеданистых руд Бай-
макского района.

Фазы	Гидротермальные			Супер- генная
	Высокотемпера- турная	Средне- темпер.	Низко- темпер.	
Арсенопирит	—			
Пирит I генер.	—			
Кварц I генер.	—	•		
Хлорит	—			
Серицит	—			
Рутил		—		
Пирит II генер.		—		
Сфалерит		—		
Халькопирит		—		
Кварц II генер.		—		
Барит			—	
Сфалерит II генер.			—	
Халькопирит			—	
Теннантит			—	
Галенит			—	
Кварц III генер.			—	
Барит II генер.			—	
Фалбэри Sb + As			—	
Галенит			—	
Самородное золото			—	
Аргентит				—
Сфалерит III генер.				—
Барнит				—
Халькозин				—
Ковеллин				—
Куприт				—
Самородная медь				—
Малахит				—
Азурит				—
Церуссит				—
Ярозит				—
Лимонит				—
Халькопирит + Мелан- терит				—
Типоморфные минералы	пирит кварц хлорит серицит	сфалерит халько- пирит кварц	барит фалбэри галенит самород. золото	халькозин ковеллин лимонит малахит азурит
Изменения боксовых пород	Серицитизация Окварцевание			

Фиг. 21. Геохимическая схема медноцинковых руд Баймакского района.

Эти низкотемпературные образования, будучи очень слабо количественно выражены и локально накладываясь на образования первых двух фаз, представляют продукты самых последних завершающих стадий остывания металлоносных гидротерм.

Фазы	Гидротермальные			Супер-генная
	Высокотемпературная	Среднетемпер.	Низкотемпер.	
Пирит	●			
Кварц	●			
Спори́т	●			
Серицит	●			
Кальцит	●			
Рутил		●		
Пирротин		●		
Миллерит		—		
Халькопирит		●		
Сфалерит			—	
Фалбэри́т			—	
Марказит				●
Халькозин				●
Ковеллин				●
Малахит				●
Азури́т				●
Лимонит				●
Типоморфные минералы	пирит кварц серицит спорит	пирротин халькопирит		малахит азури́т лимонит
Изменения боковых пород	Пиритизация Окварцевание Серицитизация Спори́тизация			

Фиг. 22. Геохимическая схема Южно-Юлукского месторождений.

разований, цементировали и метасоматически их замещали. По контакту сланцев и массивных пород (альбитофиров и порфири́тов), повидимому, происходила наиболее свободная циркуляция рудоносных гидротермальных растворов. Здесь же максимально происходили процессы метасоматизма сланцев, в результате чего были образованы сланцеватые руды с постепенными их переходами в серицитовые сланцы всякого бока.

Руды с полосчатой текстурой образовались путем метасоматического замещения отдельных прослоек сланца различными рудными минералами последовательных фаз процесса. При отложении последних в виде прожилков произвольных направлений, с частичной или полной перекристаллизацией ранее образованных минеральных фаз, образовались руды с массивной текстурой. Перекристаллизация руды, маскирующая нормальный ход процесса рудоотложения, могла происходить не только за счет наложения более поздних фаз, но также под влиянием процессов регионального метаморфизма. В последнем случае взаимоотношения между компонентами руды должны определяться кристаллобластическими рядами; природа и критерии распознавания последних, к сожалению, для рудных образований еще недостаточно изучены.

Минералогическим изучением были установлены следующие текстурные типы руд: вкрапленные, сланцеватые, полосчатые, брекчиевидные и массивные. Как уже отмечалось выше, почти все эти текстурные типы обусловлены метасоматической природой рудных агрегатов, сохранивших структуры метасоматически замещенной породы. Повидимому, к началу образования процесса оруденения тектонические зоны, представленные динамометаморфизованными породами (сланцами, брекчийей), уже существовали. Породы вдоль этих тектонических зон были метаморфизованы гидротермальными металлоносными растворами. Последние, проникали по плоскостям сланцеватости в промежутки между обломками брекчиевидных об-

Местами проникновению рудных прожилков предшествовало раздробление ранее образованных рудных агрегатов, причем прожилки проникали по трещинам раздробления с образованием рудных брекчий. Рудные растворы цементировали и метасоматически замещали обломки породы и руды. Наиболее резко выражен брекчиевидный характер у руд Сибаетского месторождения.

Таким образом, руководствуясь минералогическими ассоциациями, количественным соотношением минералов, последовательностью их кристаллизации и широко проявляющимися процессами метасоматизма, месторождения Баймакского района могут быть отнесены к типу метасоматических мезотермальных образований. Это подтверждается также характером изменения боковых пород. Как уже было описано, в месторождениях широко развиты процессы серицитизации, окварцевания, хлоритизации и иногда эпидотизации. Серицитизация и окварцевание особенно часто проявляются в рудомещающих горных породах мезотермальных месторождений. Как уже было указано, Юлукские месторождения отличаются от всех остальных месторождений Баймакского района своим составом и геологическими условиями залегания. В то же время генетически они являются очень близкими к ним. Действительно, по характеру минеральных ассоциаций (пирит, пирротин, халькопирит, хлорит, серицит, кварц, кальцит), последовательности кристаллизации минералов и по характеру изменения боковых пород (серицитизация, окварцевание, хлоритизация, карбонатизация) Юлукские месторождения также можно отнести к типу гидротермальных метасоматических месторождений средней глубины.

При сравнении колчеданистых месторождений Баймакского района с месторождениями колчеданов Среднего Урала устанавливается много общего. Большинство колчеданистых месторождений Среднего Урала заключены в породах палеозоя — сильно рассланцованных альбитофирах, порфиритах и их туфах; колчеданистые месторождения Баймакского района часто заключены в аналогичных эффузивных породах и яшмах. Сравнительно меньшая степень регионального метаморфизма горных пород Баймакского района и особенности его геологического строения обусловили некоторые морфологические отличия Баймакских месторождений от колчеданистых месторождений Среднего Урала.

Большое сходство наблюдается в части изменения гидротермальными процессами рудомещающих боковых пород. В Баймакском районе, как и в Среднем Урале, широко развиты процессы серицитизации и окварцевания, меньше хлоритизации и эпидотизации; в большинстве случаев широко проявляются процессы рудного метасоматизма. Однако наблюдается некоторое различие в количественном проявлении развития отдельных минералов, изменения боковых пород, а также в характере минеральных ассоциаций и развитии фаз минерализации рудообразовательного процесса. Для Баймакского района намечается, сравнительно со Средним Уралом, широкое развитие более поздних низкотемпературных фаз минерализации. Этим в значительной степени обусловлено постоянное присутствие в рудах этих месторождений в заметных количествах гааленита, самородного золота, фальерца и барита. В месторождениях Баймака эта минеральная ассоциация образуется в четвертую фазу рудообразовательного процесса. В колчеданистых месторождениях Среднего Урала данная фаза наблюдается непостоянно и более или менее отчетливо выражена лишь в рудах Мелентьевского и Карпушинского месторождений.

Этим объясняется сравнительно более высокое содержание золота и серебра в месторождениях Баймакского района по сравнению с колчеданистыми месторождениями Среднего Урала. Как уже отмечалось, самородное золото в большинстве наблюдавшихся случаев сильно серебристое. Интересно отметить появление теллура в рудах Баймакских месторожде-

ний и отсутствие его в рудах многих колчеданистых месторождений Среднего Урала, что, повидимому, можно объяснить тесной геохимической связью теллура с золотом. Необходимо отметить, что вообще большинство сульфидных месторождений Баймакского района приближается к типу медно-цинковых месторождений Среднего Урала, т. е. наиболее низкотемпературных образований в ряду колчеданистых месторождений Урала.

Юлукские месторождения являются аналогами месторождений Рогаткиной Ямы в Кировградском районе, Васильевского и Ключегорского в Нязепетровском районе и Березогорского в Первоуральском районе. Отличием Юлукских месторождений от гидротермальных пирротитовых залежей Среднего Урала также является проявившееся в большей степени наложение фазы рудоотложения, представленной прожилками халькопирита, кварца и других минералов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белов П. С. и Лещук. Краткая объяснительная записка к подсчету запасов по окисл. части Юлалинского месторожд., фонд ГРБ — Баймак. комб., 1934.
2. Белов П. С. Геологический очерк р-на Тубинских месторождений (рукопись).
3. Бритаев С. Отчет по геологическому исследованию Уваряжского участка Таналык-Баймакского меднорудного района, фонд ГРБ — Баймак. комб., 1929.
4. Домарев В. С. Состояние меднорудной базы Баймакского завода и перспективы его развития, фонд ГРБ — Баймак. комб., 1931.
5. Иванов А. Х. Меднорудное месторожд. Бакр-Узяк Таналык-Баймакск. района на Южном Урале (отчет по раб. 1927—1928 гг.), фонд ГРБ—Баймак. комб.
6. Иванов А. Х. Золото и меднорудное (баритово-сульфидное) месторождение Бакр-тау Таналык-Баймакского р-на на Южном Урале (отчет по работам 1927—1929 гг.), фонд ГРБ—Баймак. комб.
7. Иванов А. Х. Алмазно-буровая разведка в Таналык-Баймакском районе в 1927 г., фонд ГРБ—Баймак. комб.
8. Иванов А. Х. Сибавское месторождение медистых колчеданов Таналык-Баймакского района на Южном Урале (предв. отчет по работам 1929—1930 гг.), фонд ГРБ—Баймак. комб.
9. Заварицкий А. Н. Таналык-Баймакский меднорудный район, Горное дело, № 1, приложение № 4, Москва, 1920.
10. Заварицкий А. Н. Геологический очерк медных руд на Урале. Тр. Геол. ком., нов. сер., ч. I, вып. 173, 1927.
11. Заварицкий А. Н. Колчеданное месторождение Блява в Южном Урале и колчеданные залежи Урала вообще. Тр. Геол. инст. Акад. Наук, 1936.
12. Захаров Е. Е. Колчеданные месторождения восточного склона Урала. Минеральное сырье, № 2, 1927.
13. Захаров Е. Е. Геологические обоснования дальнейшего развития медной промысл. Урала. Тр. IV Всес. геолог. конфер. по цветн. металлам, вып. II, 1932.
14. Захаров Е. Е. и Юшко С. А. Очерк по геохим. Урала. Тр. ВИМС, в. 75, 1935.
15. Захаров Е. Е. и Юшко С. А. Карпушинское медно-цинковое месторождение на Среднем Урале. Тр. Геол. инст. Акад. Наук СССР, 1936.
16. Золотко И. С. Прошлое и настоящее Таналык-Баймакского округа на землях Башреспублики, Горное дело, № 6, 1921.
17. Косов Б. М. и Термецкая А. Г. Отчет по поискам и разведкам на месторождениях медных руд и кварцевых жил Уртаымско-Богачевского участка Таналык-Баймакского района, выполн. летом 1930 г., фонд ГРБ—Баймак. комб.
18. Левоник Б. С. Отчет по разведке Камышлы-Узяк в 1929 г., фонд ГРБ—Баймак, комб.
19. Левоник Б. С. Предварительный отчет по геологическим и поисково-разведочным работам на площади к югу от Бакр-Узякского месторождения, фонд ГРБ—Баймак. комб., 1929.
20. Левоник Б. С. Отчет по геологическим поисковым и разведочным работам в Бакр-Узякском участке Таналык-Баймакского меднорудного района, фонд ГРБ—Баймак. комб., 1929.
21. Левоник Б. С. Материалы по поисково-разведочным работам в урочище Сабан-Гул в 1929 г., фонд ГРБ—Баймак. комб.
22. Лавоник Б. С. Информационный отчет по работе Бурабаевской поисково-разведочной партии, июнь — июль 1931 г., фонд ГРБ—Баймак. комб.
23. Меглецкий И. Антипов. Геологическое описание южной части Уральского хребта. СПб, 1858.
24. Первов В. П. Геологический очерк рудников Таналык-Баймакского района, фонд ГРБ—Баймак. комб., 1930.

25. Первов В. П. Медные ресурсы Таналык-Баймакского района и возможности на увеличение в 1931 г., фонд ГРБ—Баймак. комб.
26. Первов В. П. Итоги работ на медь в Таналык-Баймакском районе, Тр. IV Всес. геол. конф. по цветн. металлам, вып. II, 1932.
27. Рожнов И. С. Мелентьевское полиметаллическое месторождение, Тр. Уральского филиала Акад. Наук, вып. 4, стр. 45.
28. Смирнов И. А. Геологический отчет о Дергамышском месторождении медных руд, фонд ГРБ—Баймак. комб., 1929.
29. Смирнов И. А. Информационный отчет по разведочным работам в Бурибаевском районе за май 1932 г., фонд ГРБ—Баймак. комб.
30. Ульмасов А. Баймакский район и перспективы его развития, Хозяйство Башкирии, № 5/6, 1931.
31. Шахов Ф. Материалы по геологии Таналык-Баймакского меднорудного района, оконч. отч., фонд ГРБ—Баймак. комб., 1926.
32. Шиманский Л. И. Экономическая возможность эксплуатации Уваряжского рудника, фонд ГРБ—Баймак. комб., февраль 1928.
33. Юшко С. А. О минералогической форме золота в колчеданистых месторождениях Урала, Известия Геол. асс. Акад. Наук СССР, № 2—3, 1936.
34. Ярков. В каких горных породах и минералах встречается золото на Урале, Уральское горное обозрение, № 48, 1902.

S. A. YUSHKO

MINERALOGICAL STUDY OF THE PYRITE ORES IN THE BAIMAK REGION (THE S. URALS)

S u m m a r y

I. The Baimak copper ore region is situated in the south-eastern part of Bashkiria in the Southern Urals.

By its geological structure this region resembles the Middle Urals. Similar to the pyrites of the Middle Urals, the deposits of the Baimak region are enclosed in the schistous albitophyres; porphyrites and, occasionally in the adjacent jaspers.

Under the influence of dynamo-metamorphism and thermal ore-bearing solutions the rocks are altered into sericitic and chloritic schists, frequently with epidote. Ore metasomatism is extensively revealed.

II. The study of ore samples from the deposits of the Baimak region has established the following minerals: hypogenic — pyrite, sphalerite, chalcopyrite, fahlore, arsenopyrite, galenite, native gold, quartz, sericite, barite, chlorite, epidote, rutile, pyrrhotin and carbonate (the two latter minerals are characteristic for the Yuluk deposits); supergenic — limonite (most extensively developed), jarosite, covellite, chalcocite, bornite, sphalerite, cerrusite, malachite, azurite and native copper.

III. As a result of study, the following types of ores have been established:

1) Ores consisting mainly of pyrite with sharply pronounced brecciated structure. 2) Ores consisting of medium granulated aggregate of pyrite with veinlets of quartz, sphalerite and covellite.

The structure of the ore is granular or streaked.

Streaking is caused by the orientation of the sphalerite, chalcopyrite and quartz veinlets. The ores of these two types are most characteristic for the Sibayev and Bakr Uziak deposits which, stretching from north to south, form the easternmost strip.

3) Essentially quartz-sericitic schists with exceedingly dense sulphide speckling. Veinlets and small lenses of quartz, barite, chalcopyrite, sphalerite and galenite are along the schistosity. The ore possesses a schistous or streaked structure.

4) Streaked ores, the streaks being due to alternation of strips of chalcopyrite with pyrite and of sphalerite with pyrite. Veinlets of galenite, fahlore and barite with concentrations of native gold are frequently contained in the mass of sphalerite and chalcopyrite.

5) Ores consisting of sphalerite. The mass of the latter contains a great number of veinlets of chalcopryrite with fahlore, galenite and native gold. In the mass of sphalerite there are also observed lens-like spots of large tabular barite often accompanied with dense pyrite speckling.

The ores of the third, fourth and fifth types are characteristic for the Tubinsky, Troitzky, Grafsky, Tanalyksky, Uvariashsky, Vostochno-Semenovsky and other deposits.

IV. Studies have determined the following structures of ores: speckled, schistous, streaked, brecciated and massive. Almost all these structures are due to the metasomatic nature of the ore aggregates, preserving the structure of the ore surrounding rocks which were metasomatically replaced by the ore minerals.

V. The process of mineralisation occurred in four successive phases (vide the geological scheme).

The first phase is represented by pyrite, quartz, sericite and chlorite, i. e. by the association of the minerals characteristic for the hidrothermal zone of the medial depth.

The second phase is often superimposed on the first and is characterised by the association of sphalerite and chalcopryrite; there are sometimes present small quantities of tennantite and galenite. Not infrequently this mineral association contains small quantities of rutile crystallising before all the minerals of the phase concerned. The presence of this mineral characterises, to a certain degree, the temperature conditions of the ore formation process between the first and second phases (about 200°C).

The third phases is characterised by very small quantities of tennantite, sericite and barite, although the last named mineral occasionally formes comparatively large accumulations (Uvariashsky, Troitsky, Grafsky and Vostochno - Semenovsky deposits).

The fourth, lowest temperature phase is the conclusive phase of the hypogenic process of mineralisation. The mineral associations of this phase are represented by galenite, antimonial-arsenious fahlore, native gold, barite and quartz.

The chief mass of the ore-forming minerals took formation during the first and second phases of mineralisation. Comparing the pyrite-bearing deposits of the Middle Urals with those of the Baimak region we find many common features. The main difference, however, lies in the quantitative manifestation and development of individual minerals. Thus, the third, tennantite - barite phase, characteristic for the Middle Urals, is but slightly expressed. The fourth, galenite-fahlore phase with native gold, is distinctly expressed in regards to the ore of the Baimak region. Some data exist concerning the presence of this phase in the Karpushinsky deposit, where the native gold (electrum) is associated with galenite and fahlore.

VI. By the nature of mineral association (pyrite, pyrrhotin, chalcopryrite, sphalerite, chlorite, quartz, calcite) the sequence of crystallization and alteration of rocks (sericitization, silification, chloritization and carbonization) the Yuluk deposits may also be referred to the type of hydrothermal metasomatic deposits of the medial depth.

VII. Chemical analyses of the Baimak ores have established the occurrence of the following rare elements: arsenic, antimony, tin, cadmium, selenium, tellurium, cobalt and nickel. Their content, however, rarely exceeds 0.1%. The mineralogical forms of arsenic found in ores are arsenol pyrite and fahlore. Antimony is associated in the form of fahlore. Cadmium represents an isomorphous admixture of sphalerite. The remaining elements have been established only chemically and their mineralogical form of occurrence has not been ascertained.