34
I-2

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

СОВЕТ ПО ИЗУЧЕНИЮ ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ (СОПС)
И ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

СЕРИЯ СИБИРСКАЯ, ВЫП. 15

МАТЕРИАЛЫ ПО ПЕТРОГРАФИИ И ГЕОХИМИИ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ И АЛТАЯ

ЧАСТЬ I

СБОРНИК СТАТЕЙ ПОД РЕДАКЦИЕЙ
П. И. ЛЕБЕДЕВА

23

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР. ЛЕНИНГРАД. 1934

Институт геологических Наук АН Армянской ССР
ГЕОФОНДЪ
БИБЛИОТЕКА

Напечатано по распоряжению Академии Наук СССР
Ноябрь 1394 г.

Непременный секретарь академик *В. Волин*

Редактор издания П. И. Лебедев

Технический редактор Д. Бабкин.— Ученый корректор Ф. Ф. Плотников.
Сдано в набор 21/V 1934 г. — Подписано к печати 2/XI 1934 г. Формат бумаги 72×110 см. — $14^{5}/_{8}$ печ. л. 208 + 13 таблиц. 50 788 зн. в бум. л. Тираж 1675 экз.
Ленгорлит № 30513.— АНИ № 222.—Заказ № 1350.

Типография „Коминтерн" и шк. ФЗУ им. КИМ'а. Ленинград. Красная, 1

СОДЕРЖАНИЕ

П. И. ЛЕБЕДЕВ

ПЕТРОГРАФО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ РАЙОНОВ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

Стр.

Предисловие 5

I. Петрографическая характеристика массива Патын и Мадого Чезына 7
Габбро 10
Нормальное габбро 11
Оливиновое титано-магнетитовое габбро 13
Титано-магнетитовое габбро (пневматолизированное) 14
Роговиковое габбро (гранулитовое) 16
К геохимической характеристике габбровых пород 19
Количественно-минералогический состав габбровых пород 21
Автопневматолитические процессы 23
Горные породы массива Малый Чезын 25
Пироксениты 26
Биотитовый лабрадорит 27
К вопросу о генезисе титано-магнетитовых месторождений 29

I. К петрографо-геохимической характеристике Тейского железорудного месторождения 36
Габбро-диорит 38
Меланократовое роговообманковое габбро 40
Кварцевые кератофиры 41
Брекчиевидно-нодулярная структура рудной массы Тейского месторождения . 42
Рудные образования г. Малый Чезын 47
Рудные магнетито-серпентиновые образования г. Малый Чезын 48
Вопросы генезиса 50
Литература 54

МИР-АЛИ КАШКАЙ

К МИНЕРАЛОГИИ РУДНЫХ ПРОЦЕССОВ КОНДОМСКОЙ ГРУППЫ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Предисловие 55
Общее описание . . . . . —
Микроскопическое исследование в отраженном свете 60
Шерегешевское месторождение 61
Скарновые образования Шерегешевского месторождения 67
Шалымское месторождение 73
Скарнирование вмещающих пород и скарны Шалымского месторождения 74
Таштагольское месторождение 77
Скарновые образования 81
Кочуринское месторождение 82
Химическая характеристика руд и образование марганцовых соединений 86
Список литературы 87

Н. Д. СИНДЕЕВА

ВЫНОС МАРГАНЦА ИЗ ЖЕЛЕЗОРУДНОГО КОМПЛЕКСА 89

Г. Д. АФАНАСЬЕВ

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В БАССЕЙНЕ РЕК БИИ, АНТРОПА И ИШИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО КРАЯ

	Стр.
I. Вступление	94
II. Орография и гидрография	95
III. Петрографо-геологическое описание района	101
Древняя группа пород	
A. Кварцито-роговиковая толща	102
B. Порфириты, кератофиры, кислые порфириты	107
1. Левобережье р. Бии	108
2. Правобережье р. Бии	110
C. Кварцито-известняково-жильная формация	114
1. Бассейн р. Антропа	115
2. Правобережье р. Бии у с. Восток	125
3. Бассейн р. Иши	135
D. Граниты	143
1. Старо-Бардинский район	145
2. Правобережье р. Бии	147
3. Граниты речки Тебези и левобережья р. Бии	148
E. Песчаники и мергеля (по А. М. Кузьмину) девонского периода	152
F. Каолиновые глины	—
IV. Заключение	155
Список литературы	166

Г. М. САРАНЧИНА

ПЕТРОГАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ПРИТЕЛЕЦКОМ РАЙОНЕ

I. Вступление	167
II. Морфология и гидрография района	168
III. Петрографический очерк	172
IV. Геология района и взаимоотношения изверженных пород	206
Список литературы	208

П. И. ЛЕБЕДЕВ

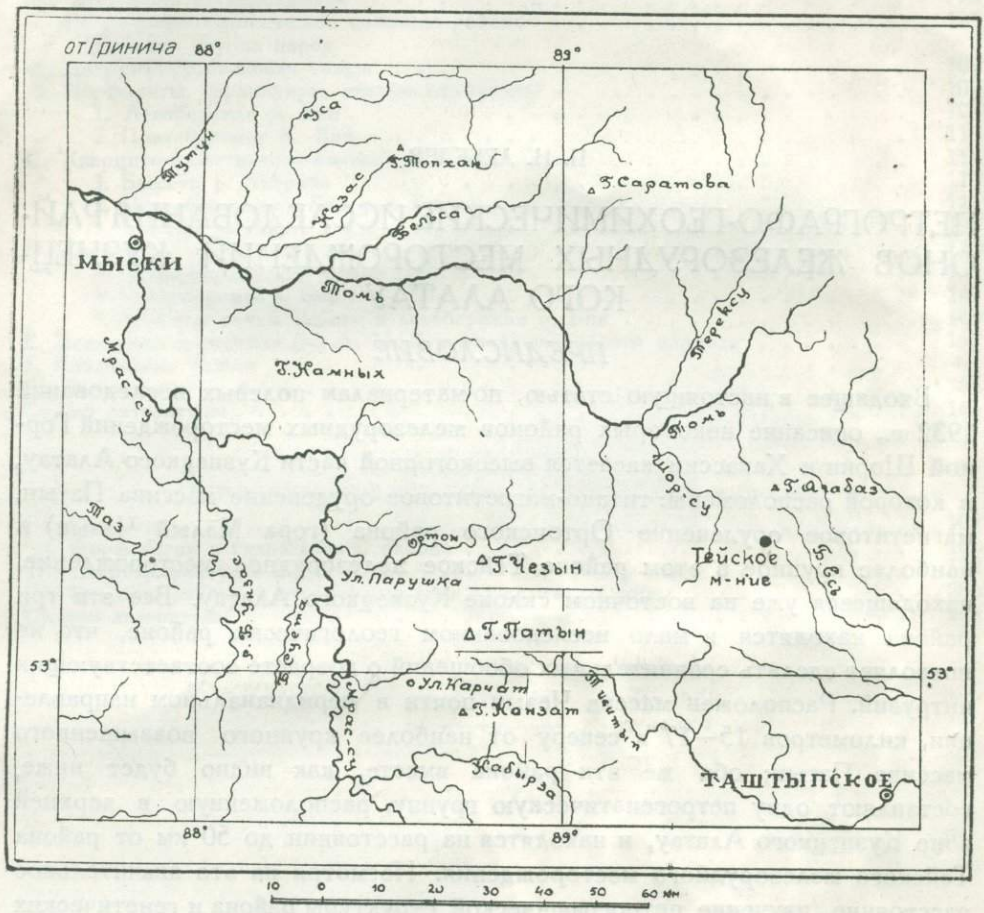
ПЕТРОГРАФО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ РАЙОНОВ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

ПРЕДИСЛОВИЕ

Входящее в настоящую статью, по материалам полевых исследований 1932 г., описание некоторых районов железорудных месторождений Горной Шории и Хакассии касается высокогорной части Кузнецкого Алатау, в которой расположены: титано-магнетитовое оруденение массива Патын, магнетитовое оруденение Ортонского района (гора Малый Чезын) и наиболее крупное в этом районе Тейское железорудное месторождение, находящееся уже на восточном склоне Кузнецкого Алатау. Все эти три района находятся в мало исследованном геологически районе, что не позволяет сделать сравнительных обобщений о возрасте соответствующих интрузий. Расположен массив Чезын почти в меридиональном направлении, километров 15—17 к северу от наиболее крупного возвышенного массива Патын; оба же эти района вместе, как видно будет ниже, составляют одну петрогенетическую группу, расположенную в верхней зоне Кузнецкого Алатау, и находятся на расстоянии до 50 км от района Тейского железорудного месторождения. Несмотря на это значительное расстояние, изучение петрографической структуры района и генетических особенностей месторождения и включающих его изверженных пород позволяет установить известное генетическое взаимоотношение с Чезынско-Патынским районом и с развитыми в последнем диференцированными членами единой петрографической серии: габбро-пироксенитовой, отличающейся определенными общими чертами как в минералогическом, так и геохимическом отношениях.

Габбровая формация Патынско-Чезынского района, характеризующаяся чрезвычайной свежестью входящих в нее петрографических образований, несмотря на значительные проявления автопневматолитических процессов, может быть противопоставлена другим формациям диференцированной габбровой массы, развитым на западном склоне Кузнецкого Алатау. К последним нужно отнести габбро-амфиболитовую серию Ташелгинского железорудного района и прикондомские габбро-пироксенитовые

комплексы: массив Сеглебир, гора Онда-бэ, г. Учташ и др. Габбровые разности, входящие в последние комплексы, отличаются — „уралит-соссюритовым“ характером, что позволяет сделать согласно V. M. Goldschmidt'y[1] („мокрые магмы“, дающие уралит-соссюритовые габбро) неко-



Фиг. 1. Район исследования 1932 г. Кузнецкий Алатау.

торые выводы о различии петрогенетических, главным образом, геологических условий, в формировании, с одной стороны, габбровых формаций западного склона Кузнецкого Алатау, с другой габбровых интрузий и их диференциатов вершинной зоны и восточного склона (Чезынско-Патынско-Тейский район).

Материал по описанию отдельных интрузий распределен так, что петрографическая характеристика Чезынского района и района Тейского месторождения сопоставлены между собою, ввиду почти полной тождественности их рудных образований.

[1] V. M. Goldschmidt. Videnskapsselskapets Skifter I Mat.-natur v. Klasse 10. (1922), перевод Е. Е. Костылевой в сборнике „Основные идеи геохимии“, 1933, вып. 1.

Исследования Алтайско-Кузнецкой геолого-петрографической экспедиции были, как указано выше, распространены на высокогорную часть Кузнецкого Алатау, где в районе системы р. Мрассу (правые ее притоки — Ортон-Базас и Казас) возвышается крупный массив Патын, сложенный из габбровых пород, обогащенных железисто-магнезиальными компонентами и характерных по значительному содержанию титано-магнетитовых образований.

Указания на нахождения титано-магнетитовых разностей габбро были сделаны А. М. Кузьминым,[1] который отметил, что на Патыне встречаются участки полосатого габбро, в котором отдельные полосы обогащены титанистым магнетитом.

Патынский массив был посещен осенью 1931 г. геологом Западно-Сибирского геолого-разведочного треста И. П. Комаровым, обнаружившим здесь значительные проявления титано-магнетитового оруденения и производившим геологические исследования на массиве Патын также в 1932 и 1933 гг.

I. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАССИВА ПАТЫН[2] *и МАЛОГО ЧЕЗЫНА*

Массив Патын (Кузнецкий Алатау), сложенный из разностей габбровой магмы, характеризуется присутствием в его составе тех текстурных разностей, которые являются характерными для ряда районов аналогичной магматической структуры. Эти текстурные разности выражаются в высшей степени сильным проявлением параллельного расположения главных породообразующих минералов, ведущих к образованию полосатой и слоистой текстур. Как известно, районами, характеризующимися проявлением аналогичной текстуры, являются некоторые районы развития габбро-пироксенито-дунитовой формации на Урале, из которых наиболее своеобразным является район Денежкина Камня, изученный Ф. Ю. Левинсон-Лессингом; классическим в этом отношении районом является остров Skye в Шотландии, подвергшийся исследованию со стороны Harker'a. Крайне интересными в петрологическом отношении и крайне важными по связанным с ними полезным ископаемым в практическом отношении (месторождения титано-магнетитов и сульфидов) являются те районы Северной Америки, которые по существующим

[1] А. М. Кузьмин. Полезные ископаемые Горно-Морского края. Вестн. Зап.-Сиб. геол.-разв. упр., 1931, № 1.

[2] Детальное описание петрографического строения массива Патын см. — „Титаномагнетито-габбровый комплекс массива Патын", Тр. Петрограф. института Акад. Наук СССР, 1934, вып. 5.

взаимоотношениям главных петрографических типов могут быть отнесены к габбро-норито-анортозитовым комплексам. Эти районы, в которых особенно ярко проявляются полосатые и слоистые структурные разности габбро-норитовых и анортозитовых пород, изучаются за последние годы рядом исследователей как со стороны структурно-геологических, так и петролого-геохимических отношений.

В изучаемом массиве различные петрографические разности можно разделить на следующие генетические группы:

1. Преобладающую группу нормальных габбровых пород, а также оливиновых габбро с подчиненными разностями рудных титано-магнетитовых габбро.

2. Пегматитообразную группу крупнозернистых роговообманковых габбро.

3. Группу кислых пегматитов, связанных с основной магмой.

4. Жильную фацию.

В массиве Патын титано-магнетитовое габбро располагается среди нормальнозернистых, средней крупности зерна, габбро и образует две значительные пластообразные полосы, состоящие из титано-магнетитовых разностей габбро в той или иной ступени „оруденения". В данном случае оруденение ильменитом или магнетитом в их сложном взаимоотношении является лишь отражением количественного минералогического состава своеобразной породы, в которой темноцветные компоненты наравне с железисто-магнезиальными силикатами выражены также титанистым железняком в той или иной пропорции.

Текстура в рудных разностях габбро почти исключительно тонкополосатая, гнейсовидная. Большей стойкостью по отношению к эрозии и выветриванию, среди более легко разрушающихся нормальных разностей габбро, обязан район рудных пластообразных залежей своеобразным формам рельефа.

Кроме того, рудные габбровые пласты напоминают геологическими условиями залегания выведенную из горизонтального положения толщу осадочных пород, обладающих ясно выраженными простиранием и падением.

Падение титано-магнетито-габбровых пластов и прослаивающих их безрудных габбро—согласное, но варьирующее в различных частях отдельных патынских хребтов, что позволит геологу И. П. Комарову собрать достаточный и интересный материал для изучения магматической тектоники этого значительного габбрового массива Кузнецкого Алатау. Падение в южной части хребта полосатых разностей 15—18—20°, в то время как в северной, более крутой, достигает 30—35°. Простирание двух главных обнаруженных на Патыне рудных полос не аналогичное: в то время как южная титано-магнетито-габбровая полоса обладает СВ простиранием, полоса, наблюдающаяся в северной части хребта, имеет широтное простирание, пересекаясь, повидимому, в восточной части Патына с южной зоной титано-магнетитовых габбро.

Другой формой нахождения рудных разностей габбро на массиве является дайкообразная форма более крупнозернистых пегматитовых титано-магнетитовых габбро.

На северном хребте обнаружены И. П. Комаровым две дайки, шириной каждая около 100 м и протяжением одна в 1 км и другая в 1 км 200 м; в южной части хребта намечается третья дайка. Эти крупнозернистые дайки титано-магнетитовых габбро, залегающие среди обычных полос рудного габбро, возможно, будут особенно пригодны для целей обогащения, вследствие крупности зерен, слагающих их разностей.

Как указано выше, для Патынского массива является характерным перемежаемость титано-магнетитовых габбро с безрудными полосами, обладающими теми же условиями залегания. Каждая пачка таких однородных перемежающихся пластов обладает мощностью 2—5 м, причем титано-магнетитовые пачки в свою очередь представляются тонкослоистыми, в которых наблюдается чередование рудных и железисто-магнезиальных силикатов с плагиоклазами.

Представляет интерес указать на существование в Патынском районе ряда других разновидностей той же габбровой магмы. Так, в контактных с известняками зонах появляется меланократовое габбро, обладающее сверх того и большей крупностью зерна; возможно, что ассимиляция известняков содействовала повышению основности этой фации, выделяющаяся же углекислота создавала лучшие условия кристаллизации.

В районе перевального гребня массива, в средней его части у главной вершины, встречены крупные гиганто-плазматические структуры, которыми обладают пегматитовые габбро; входящие в их состав роговые обманки достигают крупных размеров, доходящих до 6 см. Большую аналогию эти разности проявляют с гигантскими пегматитовыми разностями Денежкина Камня.

Кроме этих пегматитовых разностей, проявляющихся в структурном отношении и в возрастании крупности плагиоклаза и роговой обманки, интересно появление среди нормальных разностей патынских габбро также кислых пегматитовых образований, генетически связанных с той же основной магмой и представляющих диференциационные выжимки главного магматического раствора.

К ним нужно отнести розовые крупнозернистые образования, состоящие существенно из калиевого полевого шпата и игольчатых выделений роговой обманки. Характерной для этих пород, образованных при большом участии пневматолитовых составных частей, является и своеобразная миаролитовая текстура. В связи с этими более кислыми разностями пегматитов находятся и более основные, в состав которых вместе с калиевым полевым шпатом входят также и представители плагиоклазов.

Представляет также интерес появление в Патынском массиве мелкозернистых разностей титано-магнетитового габбро, обладающих

роговиковой структурой. Эти породы, по заключению И. П. Комарова, выступают в более глубоких горизонтах габбро-титано-магнетитового массива, сменяя по падению обычные рудные полосатые разности.

Представляется характерным отсутствие до настоящего времени непосредственно в районе Патына ультраосновных продуктов дифференциации габбровой магмы: пироксенитов, перидотитов и змеевиковых пород, каковые наблюдаются в некоторых других районах Кузнецкого Алатау, где развиты производные габбровой магмы.

В связи с тем, что в отстоящем в 10 км к северу от Патына массиве Чезын найдены разности габбро-норитовых пород, в которых значительно уменьшено содержание темноцветных и рудных компонентов за счет увеличения содержания плагиоклазов и которые могут быть сопоставлены с некоторыми анортозитовыми разностями, можно заключить, что этот мало изученный район по своим петрогенетическим особенностям может быть сопоставляем не столько с уральской габбро-пироксенито-дунитовой формацией, сколько с теми комплексами (Adirondack, Buschweld), дифференциация которых дала, с одной стороны, габбро-норитовые и анортозитовые породы, а с другой—в большинстве случаев повела к формированию титано-железорудных месторождений. Возможно, предстоящее детальное изучение всей этой перевальной части Кузнецкого Алатау вскроет ряд новых петрографических разностей в этой своеобразной петрографической формации, которая представляет значительный интерес и в теоретически-петрологическом отношении и в отношении возможных железорудных проявлений специального геохимического типа (связь железа и титана и возможные соотношения с сернистыми рудами, содержащими никель и другие элементы).

Кроме главных составных частей петрографической структуры массива Патын, необходимо указать на существование довольно развитой жильной формации. Последняя представлена рядом жильных пород, из которых изучению подверглась мелкозернистая черная порода, которую можно на основании микроскопического и химического анализа отнести к микрогаббро. Кроме того в виде жильных и дайковых выходов встречены габбро-порфиритовые разности. Несомненно, дальнейшее изучение этого массива вскроет ряд других членов этой жильной формации.

ГАББРО

Все петрографические разности, слагающие массив Патын, принадлежат к дериватам самостоятельной основной габбровой магмы, давшей, как указано выше, ряд производных, явившихся, с одной стороны, продуктами кристаллизации „сухого" основного силикатного расплава, а с другой—давших при увеличившейся концентрации газовой составляющей и

при изменившихся условиях физико-химического равновесия явления „замещения" почти всех породообразующих минералов габбро, в результате чего получился ряд „пневматолизированных" пегматитообразных разностей, закончившихся появлением настоящих пегматитов. Несомненно, аккумуляции этих перерождавшихся продуктов способствовали тектонические процессы, фильтрирующее значение которых сказалось не только на генезисе этих пегматитообразных продуктов, но и, возможно, на генезисе титано-магнетитовой разности самих габбро.

Главными разностями габбро являются: 1) нормальные и оливиновые габбро, сложенные из основного плагиоклаза, характерного розоватого титан-авгита, оливина и некоторого количества рудных минералов; 2) титано-магнетитовое габбро, значительно обогащенное рудными элементами. Но уже внутри этих групп наблюдается некоторое влияние автопневматолитических процессов, сказывающееся на появлении ряда минералов группы „замещения" (роговая обманка, биотит и др.).

В группе нормальных и титано-магнетитовых габбро характерным является участие оливина, дающего возможность выделить играющие большую роль оливиновые разности. Участие ромбического пироксена является спорадическим, и на основании имевшегося далеко не полного для Патына материала, повидимому, нельзя, выделить специальных норитовых или габбро-норитовых разностей.

НОРМАЛЬНОЕ ГАББРО

Среди нормального типа габбро можно выделить две разности, отличающиеся в количественном отношении различным содержанием рудных минералов. Для первой разности, бедной в качестве компонента титано-магнетитом, структура не является постоянно-выраженной: в большинстве случаев — офитовая; часто характеризуется промежуточным положением между офитовой и гипидиоморфно-зернистой. Наблюдается неравномерное распределение плагиоклазовых и пироксеновых кристаллов, выражающееся в группировках тех и других.

В некоторых случаях (район вершины на главном хребте) кристаллизация пироксеновой составной части значительно отличается: в то время как в нормальной и оливиновой разностях пироксеновые кристаллы, характеризуясь тенденцией давать скопления и группировки, обладают все же размерами одинакового масштаба с плагиоклазами, в этих разностях наблюдается значительное превышение размеров пироксена над плагиоклазом.

Плагиоклаз. В образцах из отдельных районов развитых нормальных (без усиления титано-магнетитовой составной части) габбро наблюдается чаще основной плагиоклаз битовнит.

Пироксен — моноклинический, розоватый; плеохроизм желтовато-розовый, желтоватый.

Высшая интерференционная окраска (типа оливина) $n_g - n_p = 0.040$; интересно, что проявляется также тип трещин спайности, характерный для оливиновых образований; $2V = +64°$; $Cn_g = 46°$.

Характерным для нормальных разностей габбро является незначительное (локальное) участие титанистого железняка и биотита. Последний группируется по периферии крупных пироксеновых кристаллов.

В некоторых случаях намечается ясное влияние автопневматолитических воздействий на габбро, обусловливающих появление как бы переходных к пегматитовому типу габбровых разностей.

Выражается это тем, что при сохранении характера нормальных габбро увеличиваются размеры главных породообразующих минералов: пироксена, плагиоклаза; кроме того наблюдаются некоторые минералообразования; например, в плагиоклазе формирование аггрегатов бесцветного минерала, с высоким двойным преломлением (цоизит).

Вместе с тем происходит метаморфизация плагиоклазовых образований.

Вторая разность нормальных габбро характеризуется более значительным участием титано-магнетитовых образований, при аналогичном характере пироксеновой и плагиоклазовой составных частей. Содержание титано-магнетита колеблется в пределах 3—5%. Эти породы являются своеобразными переходными образованиями к рудным габбро.

Химический состав нормального типа габбро Патынского массива выясняется из следующего анализа (№ 743, район Главного хребта, вершина).

Таблица 1

	Весовые %	Молекулярные количества
SiO_2	48.64	0.8716
TiO_2	0.83	0.1002
Al_2O_3	19.62	0.1920
Fe_2O_3	1.13	0.0071
FeO	4.72	0.0657
MnO	0.10	0.0141
MgO	8.02	0.1989
CaO	13.89	0.2476
Na_2O	2.22	0.0358
K_2O	0.25	0.0026
$H_2O - 110°$	0.10	—
$H_2O + 110°$	0.72	—
CrO_3	0.04	—
FeS_2	0.12	—
Сумма	100.40	—

Аналитик В. А. Егоров.

Магматические формулы и коэфициенты

По Ф. Ю. Левинсон-Лессингу

$2.84\ RO \cdot R_2O_3 \cdot 4.38\ SiO_2$

$\alpha = 1.50\ \beta = 87.67$

$RO : R_2O = 13.70 : 1$

По Озанну

$S = 56.01$ $a = 1.34$

$A = 2.21$ $c = 5.38$

$C = 8.86$ $f = 13.28$

$F = 21.85$ $n = -9.32$

S 56.01 a 1.34 c 5.38 f 13.28 n 9.32

ОЛИВИНОВОЕ ТИТАНО-МАГНЕТИТОВОЕ ГАББРО

Наиболее типичные разновидности титано-магнетитовых габбро, содержащие сравнительно значительное количество как темноцветных компонентов (около 50—48%), так и титано-магнетитовых образований (около 15—20%), могут быть разделены на две группы сообразно характеру взаимоотношения рудного компонента с силикатовыми.

К первому типу (например обр. № 794) можно отнести те разности, в которых наблюдается разделение породы на титано-магнетито-авгитовую часть, с одной стороны, и плагиоклазовую, с другой. Внутри цветного компонента, включая сюда и рудные минералы, появляется новая существенная по содержанию часть, представленная многочисленными хорошо выраженными кристалликами апатита, большей частью заключенными внутри крупных титано-магнетитовых кристаллов. Наблюдается тесный парагенезис: титан-авгит→←титано-магнетит←→апатит.

К другому типу (например обр. № 770) относятся крупнозернистые габбровые породы, в которых титано-магнетитовые образования с крайне неправильными лопастными контурами занимают одинаковое положение как по отношению к авгиту и оливину, с одной стороны, так и лабрадору, с другой. Оба эти типа рудных габбро характеризуются почти полным отсутствием как минералов типа „замещения", так и новообразований, генезис которых связан с пневматолитическими явлениями.

Главными минералами, как указано, являются: розовый титан-авгит, оливин, титано-магнетит и лабрадор.

Плагиоклаз обычного типа, совершенно свежий, является первым по времени кристаллизации минералом; принадлежит к лабрадор-битовниту (№№ 60—68).

Оливин — $2V = +76°$; отвечает составу с 46% $F_2\ SiO_4$. Авгит — розовооранжевый. $2V = 55—60°$; $n_g - n_\rho = 0.034$; высокое двупреломление. Интересным является редкое появление роговой обманки, плеохроирующей в цветах: темнокоричневый—желтоватый и обладающей $n_g - n_\rho = 0.020$; угол погасания 6°.

Наблюдается разновидность патынских оливиновых рудных габбро, которые отличаются следующими особенностями: главными минералами являются находящиеся почти в равных количествах — пироксен и оливин,

а также лабрадор. Титанистый железняк занимает несколько подчиненное положение по сравнению с чистым титано-магнетитовым габбро.

Отличием структуры данного габбрового типа, более резко у него выраженной, от офитовой структуры является то, что цветные минералы не занимают равномерно расположенных в породе промежутков между лабрадоровыми образованиями, а являются как бы втиснутыми в эти промежутки. Они не являются, повидимому, равноправным магматическим компонентом с плагиоклазом, отличающимся лишь последовательностью кристаллизации, а характеризуются, вероятно, другой фазой формирования породы. Возможно, что определенный железисто-титано-магнезиальный магматический раствор, отвечающий всей сумме цветных рудных компонентов + летучие — (апатит, биотит), был как бы „вдвинут" в систему начавших кристаллизоваться плагиоклазовых кристаллов или находился с ними в каких-то „ликвационных отношениях".

Вся эта неправильная картина контуров оливино-пироксенового комплекса, лопастные, каплеобразные, иногда согнутые под прямым углом очертания оливина и пироксена указывают, что кристаллизационные взаимоотношения главных породообразующих групп габбро обусловлены не только временем, т. е. последовательностью их выделения из магматического расплава, а зависят от каких-то иных более сложных факторов формирования габбро, возможно, относящихся, отчасти, к явлениям физико-химического, отчасти, возможно, тектонического порядка.

Из породообразующих минералов и их свойств необходимо отметить:

Плагиоклаз (№ 52) может быть отнесен к лабрадору. $2V = +78°$.

Пироксен-моноклинический авгит, с теми же почти, что в первой разности рудных габбро, константами: розовый оттенок; $2V = +64°$; $Cn_g = 46 — 48°$.

Оливин, бесцветный, наблюдается постмагматическая серпентинизация. Характерно расположение оливиновых кристаллов цепочками, обусловившее полосатую структуру габбро. Более мелкие оливиновые кристаллы приурочены к крупным образованиям моноклинического пироксена. В более грубых трещинах оливина, помимо серпентинового вещества, наблюдается отложение мелкозернистых образований титанистого железняка.

$2V = +80°$, что отвечает наиболее магнезиальным членам изоморфного ряда, типа хризолитов.

Титанистый железняк ассоциируется тесно как с оливином, так и с пироксеном, будучи часто окружен биотитовой оторочкой.

ТИТАНО-МАГНЕТИТОВОЕ ГАББРО
(пневматолизированное)

Под микроскопом рудный тип габбро отличается от нормального равномернозернистого габбро составом железисто-магнезиальных компонентов. Если нормальное габбро характеризуется участием преимущественно

моноклинического пироксена, то данная титано-магнетитовая разновидность габбро представляет тип „рудного габбро", в котором пироксен заменен тесным парагенетическим комплексом (фиг. 3), в состав которого входят моноклинический и ромбический пироксены, биотит и титанистый железняк, а также апатит.

Возможно, что не все эти минералы равноправны и одновременны в отношении генезиса: несомненно, магматическим комплексом является постоянное срастание пироксена и титанистого железняка, причем необходимо отметить характерные формы кристаллизации титанистого железняка, указывающие, возможно, на застывание его из какого-то эмульсионного каплевидного состояния.

Возможно, что другая пара участников комплекса, биотит и апатит, является результатом наложения на первичный магматический парагенезис пироксен + титанистый железняк—пневматолитических факторов, повлиявших, в порядке замещения, на образование из железисто-магнезиального силиката биотитового вещества с кристаллизацией также апатитовых кристаллов.

Кроме того уже вне тесной связи с этой группой минералов в породе участвуют, в форме комплекса, следующие образования, явившиеся также результатом не одних только магматических процессов: титанистый железняк, биотит и голубой амфибол, дающий пластинчатые образования, ассоциирующиеся с биотитовыми кристаллами.

Оторочки пневматолизированного амфибола окружают и ильменито-апатитовые аггрегаты. При известном положении по отношению к николям, кристаллы срастания — биотит + голубой амфибол представляются однородным кристаллическим индивидуумом. Биотит и апатит наблюдаются в качестве включений в широких пироксеновых кристаллах.

Плагиоклаз относится к № 63 — 65.

Из пироксенов преобладает моноклинический пироксен, который может быть отнесен ближе к авгиту.

$$2V = +60^\circ;$$
$$Cn_g = 52^\circ.$$

Ромбический пироксен встречается в небольшом количестве в виде отдельных кристаллов и обладает $2V = +54^\circ$, что позволяет отнести его к энстатитовому ряду. Амфибол характеризуется следующими явлениями плеохроизма: голубой, желтовато-голубой, бесцветный — слабо голубоватый. Константы: $2V =$ от $+80$ до 90°; $Cn_g = 24^\circ$,

Химический состав этих важных в практическом отношении разновидностей габбро характеризуется следующим анализом.

Таблица 2

	Весовые %	Молекулярные количества	Молекулярные %
SiO_2	36.46	0.6041	40.10
TiO_2	6.20	0.0774	5.14
Al_2O_3	9.17	0.0959	6.37
Fe_2O_3	9.45	0.0530	14.44
FeO	12.20	0.1698	
MnO	0.73	0.0103	0.68
MgO	7.75	0.1926	12.78
CaO	16.24	0.2895	19.21
BaO	нет	—	—
Na_2O	1.16	0.0187	1.24
K_2O	0.06	0.0006	0.04
$H_2O - 110°$	0.28	—	—
$N_2O + 110$	0.52		
Сумма	100.22	1.5066	100.00

Аналитик В. А. Молева.

Магматические формулы и коэфициенты

По Ф. Ю. Левинсон-Лессингу

3.90 $RO \cdot R_2O_3$ 4.58 SiO_2

$\alpha = 1.33$ $\beta = 107.00$

$RO : R_2O = 29.54 : 1$

По Озанну

$S = 45.24$ $a = 0.53$

$A = 1.28$

$C = 5.09$ $c = 2.10$

$F = 42.02$ $f = 17.37$

$n = 9.94$

S 45.24 a 0.53 c 2.10 f 17.37 n 9.94

РОГОВИКОВОЕ ГАББРО

(гранулитовое)

Среди разностей патынских габбро, отвечающих какой-то определенной фазе формирования массива и некоторым определенным физико-химическим условиям кристаллизации, необходимо отметить темные, почти черные мелкозернистые породы, залегающие в более глубоко врезанных эрозией частях массива.

Под микроскопом они характеризуются своеобразно-роговиковой структурой, мелкозернистой, в которой среди коротко призматических плагиоклазовых кристаллов плотно расположены, как бы корродированные, оплавленные многочисленные зерна железисто-магнезиальных силикатов. Состав последних представляется достаточно сложным; можно отметить постоянное участие оливиновых кристаллов и два морфологически различные типа моноклинического пироксена.

Оливин появляется в форме довольно крупных бесцветных зерен, разбитых многочисленными трещинами спайности, забитыми мельчай-

шими рудными частицами. По $2V = +70°$ можно отнести к оливиновым разностям, содержащим до 60% Fe_2SiO_4.

Пироксен. Оригинальной формой образования моноклинического пироксена являются как бы переходные от оливина к пироксену кристаллы. Сохраняя характерную шагреневую поверхность оливиновых кристаллов, а также присущую им грубую систему трещин спайности, они выявляют одновременно намечающуюся уже систему тонких трещинок спайности, пересекающихся под $\angle 90°$; $2V = +64°$.

Наиболее распространенным наравне с первым типом пироксена является обычный для патынских габбро тип розового, слегка плеохроирующего пироксена, обладающего $2V = +56°$; $Cn_g = 48°$; $n_g - n_p = 0.034$. Его можно отнести к обычному для Патына титан-авгиту.

В качестве второстепенных железисто-магнезиальных компонентов присутствуют биотит и титанистый железняк.

Плагиоклаз роговикового габбро по константам также не отличается от плагиоклазов как нормальных, так и титано-магнетитовых габбровых разностей, относясь к битовниту (№ 65, 66).

Таблица 3

769

	Весовые %	Молекулярные количества	Молекулярные %
SiO_2	47.50	0.7877	50.86
TiO_2	1.63	0.0203	.30
Al_2O_3	15.90	0.1653	10.66
Fe_2O_3	3.01	0.0188	} 6.74
FeO	6.30	0.0877	
MnO	0.15	0.0021	0.12
MgO	7.54	0.1870	12.16
CaO	13.65	0.2416	15.60
Na_2O	2.38	0.0384	2.46
K_2O	0.17	0.0018	0. 0
Сумма . . .	100.22	1.5488	100.00

Аналитик В. А. Егоров.

Магматические формулы и коэфициенты

По Ф. Ю. Левинсон-Лессингу

$3.04\ \overline{RO} \cdot R_2O_3\ 4.39\ SiO_2$

$\alpha = 1.45\ \beta = 2.03$

$RO : R_2O = 12.89 : 1$

По Озанну

$S = 52.16$

$A = 2.56 \quad a = 1.38$

$C = 8.10 \quad c = 4.36$

$F = 26.52 \quad f = 14.26$

$n = 9.61$

$S = 52.16\ a = 1.38\ c = 4.36\ f = 14.26\ n = 9.61$

Довольно близко к роговиковым габбро стоят другие структурные разности, которые могут быть названы микро-габбровыми разностями и которые характеризуются одновременностью кристаллизации составляющих их титан-авгита и плагиоклаза. Титанистый железняк дает кристаллы двух генераций. Крупные неправильные его образования одного масштаба с пироксеновыми и плагиоклазовыми кристаллами ассоциируются с титан-авгитом, занимая среди его образований таблитчатые участки, кроме того имеются мелкие идиоморфные кристаллики рудных минералов, включенные во все породообразующие минералы.

Оригинальным является состав плагиоклазов микро-габбровых разностей, приближающийся к чистому анортиту.

n_g 52° № 94; по 2V, колеблющемуся от —80° до —83°
/ плагиоклаз можно отнести к № 95.
B — n_m 58°
\ n_p 56°

Розоватый титан-авгит здесь обычный ($2V = +56°$, $Cn_g = 56°$), с несколько меньшим двупреломлением;

$n_g - n_p = 0{,}026$.

В химическом отношении роговиковые разности, как показывает следующий анализ, являются нормальными для габбрового типа.

Для общей характеристики пород габбровой магмы Патынского массива на следующих ниже таблицах с одной стороны произведено сопо-

Таблица 4

Анализы габбровых пород массива Патын

	Габбро 745	Роговиковое габбро 769	Жильное микрогаббро 748	Титано-магнетитовое габбро 744	Титано-магнетитовое габбро 764
SiO_2	48.64	47.50	47.60	42.40	36.46
TiO_2	0.83	1.63	2.04	4.74	6.25
Al_2O_3	19.62	15.90	15.60	12.18	9.17
Fe_2O_3	1.13	3.01	4.39	10.40	9.45
Ca_2O_3	0.04	нет	—	—	нет
FO	4.72	6.30	8.20	9.28	12.20
MnO	0.10	0.15	0.21	0.16	0.73
MgO	8.02	7.54	5.84	5.03	7.75
CaO	13.89	13.55	10..0	11.20	16.24
BaO	—	нет	следы	—	—
Na_2O	2.22	2.38	3.82	—	1.16
K_2O	0.25	0.17	0.86	—	0.06
$H_2O - 110°$	0.10		0.22	1.28	0.28
$H_2O + 10°$	0.72	1.09	0.90	V_2O_5 —0.17	—
FeS_2	0.12	—	—		
Сумма	100.40	100.22	100.28		100.22

Аналитик В. А. Егоров В. А. Молева.

ставление состава отдельных разновидностей габбровых пород изучаемого массива, с другой же сравниваются наиболее характерные породы для Патына с соответствующими образованиями аналогично построенного района Северной Америки — Adirandack Region.

Таблица 5

Сравнительная таблица
анализов габбро Патына и Adirondack Region.

	Массив Патын	Adirondack split Rock mine	Массив Патын	Adirondack Lineol pond
SiO_2 . . .	48.50	47.88	42.40	44.77
TiO_2 . . .	1.63	1.20	4.74	5.26
Al_2O_3 . . .	16.90	18.90	12.18	12.46
Fe_2O_3 . . .	3.01	1.39	10.40	4.63
FeO	6.30	10.45	7.28	12.90
MnO . . .	0.15	0.16	0.16	0.17
MgO . . .	7.54	7.10	5.03	5.34
CaO . . .	13.56	8.36	11.20	10.20
BaO	нет	следы	—	следы
Na_2O . . .	2.38	2.75	—	2.47
K_2O	0.17	0.81	—	0.95
H_2O—110° .	—	0.61	1.28	0.60
H_2O + 110°	—	—	—	—
P_2O_5 . . .	—	0.20	—	0.28
V_2O_5 . . .	—	следы	0.17	—
Сумма	100.22	100.81		100.12
Аналитик	В. А. Егоров	Из работы Кемпа	В. А. Молева	Из работы Кемпа

К ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ХАРАКТЕРИСТИКЕ ГАББРОВЫХ ПОРОД

Представляло интерес выяснить, хотя бы предварительно, колебания содержания рудной составной части по отношению к силикатовым компонентам в различных участках южного оруденелого пласта, а также в последнем по сравнению с пластом северным, пересекающим в своей южной части восточный хребет Патынского массива. Взятые в этих участках пробы титано-магнетитовых габбро, характерные для данных участков, дают согласно анализам, произведенным В. А. Молевой, следующие результаты (см. табл. 6).

Из этих предварительных данных можно заключить о довольно постоянном отношении в рудной составной части главных ее составных частей: Fe_2O_3, FeO и TiO_2; содержание MnO, относимое уже ко всей титано-магнетитовой породе, является в различных участках одинаковым и колеблется около 0,2%.

Таблица 6

		В рудной части (растворимой)				Во всей породе		Нерастворимый остаток
		Fe_2O_3	FeO	TiO_2	V_2O_5	FeO	MnO	
744	Северный пласт. Восточный гребень.	15.49	—	4.10	0.17	9 28	0.16	71.57, в том числе $SiO_2 = 41.49$
„	Главная вершина трианг уяц. пункта.	14.49	—	4.10	—	7.03	0.22	68.33, в том числе $SiO_2 = 15.20$
„	Ущелье Юлухта.	27.05	—	3.60	—	9.57	0.17	64.68

Представляет интерес содержание ванадия; отдельные определения дают содержание в растворимой рудной части до 0,2%.

Ванадий, как известно, имеет тесное геохимическое взаимоотношение с титан содержащими минералами. Он[1] входит в довольно значительном количестве как в магматические рудные образования — магнетит и ильменит, так и в пневматолитические разности тех же минералов. Кроме того он содержится и в различных силикатах и алюмосиликатах: пироксенах, эгирин-авгитах и слюдах.

По отношению к содержанию TiO_2 необходимо заметить, что наибольшая часть его является связанной вместе с FeO в молекулу ильменита, входя в состав рудной составной части породы; но кроме того имеется некоторое количество TiO_2 (в № 744 — 0,64%), связанное с силикатовой частью габбро, входя в молекулы пироксена или оливина, так что общее содержание TiO_2 в габбро доходит до 5.00%.

При пересчете окислов, входящих в состав титано-магнетитовой части, на молекулы ильменита и магнетита, получаем следующий химический и минералогический состав рудной части этой разновидности габбро.

Состав титанистого железняка

Химический		Минералогический	
Fe_2O_3 . . . . . 32.90			
FeO 45.50	В породе	Fe_3O_4	11.79
TiO_2 . . . . . 20.70		$FeTiO_3$	7.80
V_2O_5 . . . . . 0.90			19,59
Сумма 100 00%	В рудном комплексе	Fe_3O_4	60.18
		$FeTiO_3$	39.82
			100.00 %

[1] F. Schröder. Spektrographische Untersuchungen an Gesteinen und Mineralien des Katzenbuckels im Odenwald (Ein Beitrag zur Geochemie). Neues Jahrbuch f. Min. Geol. 1931, Beil B. 63, Abt. A., H. 2, S. 257.

Отдельные определения TiO_2 в выделенном из породы титано-магнетите дали 17%.

Необходимо обратить внимание при детальном исследовании рудной массы на тесную приуроченность и ассоциацию с титано-магнетитовыми выделениями части апатитовых кристаллов. Некоторые из рудных разностей габбро являются значительно обогащенными P_2O_5. Так, обр. № 764, характеризующийся неравномерным распределением в породе минеральных компонентов, содержит P_2O_5 — 0,91%. Произведенное выделение из этого титано-магнетитового габбро породообразующих минералов, с которыми самым теснейшим образом ассоциированы мельчайшие апатитовые образования, т. е. титанистого железняка и титан-авгита, и последующее определение окислов фосфора дало следующее распределение.

Титано-магнетит содержит . . . . . P_2O_5 — 0.50% (механическая примесь апатита)

Титан-авгит . . . . . P_2O_5 — 1.40%

Таким образом, хотя большая часть содержащихся в породе апатитовых кристаллов ассоциируется парагенетически с пироксеновой составной частью, все же довольно значительная их часть является или включениями, или тесно приурочена к выделениям крупных титано-магнетитовых кристаллов.

Представляет интерес выяснение вопроса о последовательности выделения минералов из основной магмы, в частности о времени выделения титано-магнетитовых образований. В этом отношении можно привести следующие данные: крупные выделения титанистого железняка, являясь последним по времени кристаллизации компонентом, приурочены преимущественно к группам титан-авгита. Наблюдающиеся их извилистые контуры среди полевошпатовых образований являются почти всегда ответвлениями главной части зерна, находящегося среди пироксеновых кристаллов. Указанные „втеки" титано-магнетитовых ответвлений в плагиоклазовой части или, раздвигая промежутки между отдельными кристаллами плагиоклаза, внедряются в них, или же заполняют образовавшиеся трещины в отдельных кристаллах, повидимому, разъедая последние.

КОЛИЧЕСТВЕННО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГАББРОВЫХ ПОРОД

При значительном колебании в количественном минералогическом составе отдельных разностей дифференцированного габбрового массива, дающего наравне с нормальными разностями оливинового габбро также уклоняющиеся от него вариации как в отношении получения рудных разностей, так и в отношении получения габбро, совершенно почти лишенного рудных составных частей, интересным представляется привести сводку изученных в этом отношении пород массива Патын.

Таблица 7

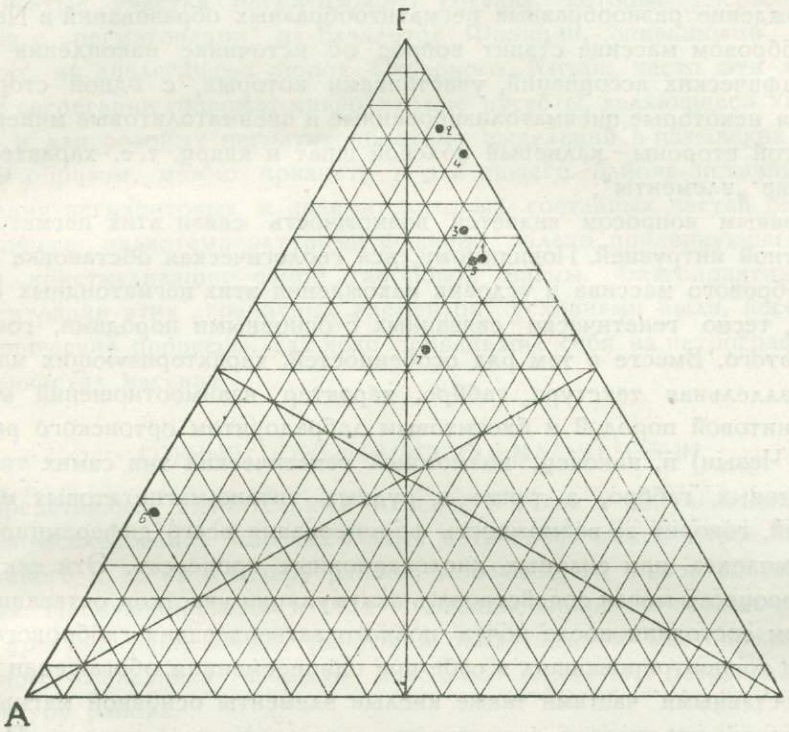
Типы габбро		Плагиоклаз	Пироксен	Оливин	Измененный оливин	Титан. железняка	Апатит	№№ образцов
I	Оливиновое габбро	56.6 49.1	26.9 29.8	13.25 16.20	— —	3.10 4.90	— —	762 767
II	Титано-магнетитовое габбро	32.7 30.2	17. 43.5	28.4 7.7	.4 2.4	19.6 14.6	1.8 1.8	770 764
III	Лейкократовое габбро	61.4	19.3	11.4	7.9	—	—	740
IV	Роговиковое габбро	39.0	24.2	15.0	20.4	1.4	—	769

Из приведенного сопоставления видно, что I тип габбровых разностей, который может быть назван нормальным патынским габбро, характеризуется в среднем содержанием: плагиоклазового компонента около 52—53% и железисто-магнезиальных минералов около 48—47%, в том числе 4% рудных минералов. II тип объединяет рудные габбро, для которых характерно пониженное содержание плагиоклаза—около 30—31% и значительное увеличение титано-магнетита, доходящее до 20%. Эта же разность характеризуется присутствием апатита. Интересно существование III типа габбро, характеризующегося полным отсутствием рудных элементов. Возможно, что в связи с развиваемыми ниже предположениями о возможных генетических факторах концентрации соединений железа и титана в Патынском массиве, этот тип является своеобразной разновидностью „выжатых" габро, из которых миграционными процессами произошло удаление титано-магнетитового компонента Некоторыми особенностями в отношении количественно минералогического состава характеризуется IV тип роговикового (гранулитового) габбро, резко отличающегося и своей структурой.

Относительно содержания цветных минералов можно заметить следующее: постоянным и значительным по содержанию участником всех разностей является оливин, содержание которого в некоторых рудных разностях достигает почти 30%, а в нормальном габбро колеблется около 15%. Интересно участие в породах минерала, который может быть назван „измененным" оливином. Морфологически он является почти неотличимым от обычно присутствующего оливина с его трещинами, наполненными как рудными продуктами, так и минеральными новообразованиями, по оптическим же константам он приближается, как указано выше, к пироксеновым образованиям. Особенно богат таким компонентом роговиковый тип габбровых разностей.

Количественное соотношение между пироксеновой и рудной составными частями не является пропорциональным общему содержанию титано-магнетитовых образований во всей породе, что представляется

важным учесть в случае возможности практического использования рудных габбро. В виду совместной группировки титано-железисто-магнезиальных компонентов, в некоторых разностях титано-магнетитовых габбро, при общем содержании пироксена в 49% и рудных частей в 14.6%, имеются меланократовые участки, состоящие почти исключительно из



Фиг. 2. Диаграмма Озанна—Габбровые породы Патына

этих двух минералов, причем количество пироксена достигает 79%, а титано-магнетита 21%.

Биотитовый лабрадорит М. Чезына (см. ниже) содержит незначительное количество рудного минерала (около 2%), но богат плагиоклазом, количество которого достигает 75%.

АВТОПНЕВМАТОЛИТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Характерным для последних стадий формирования габбрового массива является усиление тех воздействий на силикатовые минералы, которые вызываются постепенно накопляющимися пневматолитически-термальными составными частями. Одновременно, продолжающиеся динамические воздействия, выжимающие аккумулирующиеся последние продукты кристаллизации, также сказываются на дифференциационных явлениях.

К разностям, которые при самой тесной генетической связи с главными габбровыми породами, проявляют на себе указанные влияния, можно

отнести: 1) ш л и р о в ы е выделения черной крупнозернистой породы, состоящей, преимущественно, из крупных кристаллов черного пироксена, в промежутках которых наблюдается кристаллизация цоизита, кальцита, 2) основной п е г м а т и т, представляющий собой плагиоклазо-ортоклазовую монцонитовую породу, и 3) кислый гранитный пегматит.

Нахождение разнообразных пегматитообразных образований в Патынском габбровом массиве ставит вопрос об источнике накопления этих петрографических ассоциаций, участниками которых, с одной стороны, являются некоторые пневматолизированные и пневматолитовые минералы, а с другой стороны — калиевый полевой шпат и кварц, т. е. характерные гранитные „элементы".

Основным вопросом является возможность связи этих пегматоидов с гранитной интрузией. Повидимому, вся геологическая обстановка мощного габбрового массива и условия нахождения этих пегматоидных образований, тесно генетически связанных с основными породами, говорит против этого. Вместе с тем ряд особенностей, характеризующих массив, как параллельная текстура габбро, характер взаимоотношений между пироксенитовой породой и биотитовым лабрадоритом ортонского района (Малый Чезын) и, наконец, возможный генетический тип самих титано-магнетитовых габбро, а также и рудных титано-магнетитовых месторождений, говорит за возможность формирования всего дифференцированного комплекса при сильных дислокационных процессах. Эти тектонические процессы могли содействовать аккумуляции участков, остававшихся в жидком состоянии после почти полного затвердевания габбрового раствора и концентрировавших в себе при одновременном обогащении газовыми составными частями также кислые элементы основной магмы.

Представляет интерес сопоставить результаты исследования Патына с теми данными о взаимоотношении образований габбровой и гранитной магм, которые развиваются P. Escola в связи с гипотезой образования гранитной магмы путем явлений выжимания (squeezing) при орогенетических процессах. Генетическая связь кислых „гранитных элементов" с основной магмой указывалась давно для различных районов развития диабазовых пород, в частности для Финляндии и Карелии.

В последней работе Escola указывает на оливиновые диабазы Satakunta (Ю.-З. Финляндия), в которых содержится постоянно некоторое количество позже кристаллизовавшихся магнетита, альбита, роговой обманки, хлорита и т. д.; наблюдается точно так же появление

[1] P. Escola. On the origin of Granitic Magmas. Miner. u. petrogr. Mitt. 1932, B. 42, H. 5/6, p. 455.

W. Wahl. Beiträge zur Geologie der präkambrischen Bildungen im Gouvernement Olonez. II. Die Gesteine der Westküste des Onega-Sees. 1903.

С. А. Яковлев. Труды Спб. Общ. Естествоисп. Т. XXXIII.

П. И. Лебедев. Петрографические исследования на острове Валааме. Изв. Спб. Полит. Инст. 1913. Т. XIX.

калиевого полевого шпата в антипертитовых вростках, кварца и т. д. Безоливиновые постботнийские диабазы почти всегда содержат микропегматитовые участки.

Кроме того, что может быть ближе сравнено с патынскими пегматоидными образованиями, диабазы Финляндии содержат неправильные красноватые участки пегматитового состава, которые Escola сравниваются с „пегматоидами" из базальтов Франции, описанными Lacroix, а также из аналогичных пород Северного Китая; часто эти пегматитовые сегрегации содержат миаролитовые пустоты, являющиеся характерными и для розовых пегматитообразных выделений в патынских габбро. Таким образом, можно признать и для нашего района источником накопления пегматитовых и пневматолитовых составных частей последние остаточные низкотемпературные фракции далеко продвинувшегося процесса кристаллизации самой габбровой магмы. Благоприятными для концентрации этих „гранитных элементов" условиями были, несомненно, тектонические процессы, так ярко проявившие себя на петрографических особенностях массива.

ГОРНЫЕ ПОРОДЫ МАССИВА МАЛЫЙ ЧЕЗЫН

Представляет значительный интерес в связи с полученными результатами исследования массива Патын петрографическое строение расположенного в 15 км к северу района, включающего в свой состав массив Чезын. Производившиеся в 1932 г. Западносибирским геолого-разведочным трестом разведочные работы в обнаруженном месторождении магнитного железняка вскрыли довольно сложную петрографическую структуру района. [1]

Само месторождение, подвергшееся изучению, повидимому, незначительного масштаба, но ввиду крайне слабой изученности местности не может указывать на отсутствие более значительных и надежных зон оруденения. Приводимый ниже материал по частичному изучению петрографии района позволяет сделать в этом отношении некоторые заключения.

Исследованию подверглись входящие в состав Малого Чезына пироксениты, являющиеся главной породой контактной зоны магнетитового месторождения, а также входящие в состав его своеобразные биотитовые лабрадориты. Представляя собою породы резко различающегося состава, с одной стороны, лишенные почти совершенно полевых шпатов — пироксенитовые образования, а с другой — лейкократовые лабрадориты (анортозиты), содержащие сравнительно незначительное количество железисто-магнезиальных минералов, эти породы, несомненно являются генетически тесно связанными.

[1] Детальное петрографические изучение Чезынского района было произведено работами нашей экспедиции в 1933 г. (отряд Г. М. Саранчиной). Отчет печатается в III выпуске „Материалов по петрографии и геохимии Кузнецкого Алатау и Алтая".

Принимая во внимание близость мощного габбрового массива Патын, можно высказать предположение о существующей петрогенетической связи между Чезынским и Патынским массивами, т. е. о существовании в пределах высокогорной зоны Кузнецкого Алатау значительно дифференцированного своеобразного и нового для Западной Сибири комплекса изверженных горных пород. Этот комплекс образуется из главной магматической составной части — габбро, дающего оливиновые и титано-магнетитовые разности, следовательно, богатого титано-железисто-магнезиальными соединениями, а также дериватами основной магмы — пироксенитами и породами, близкими анортозитам (лабрадоритам).

Последние породы являются включенными в сложный петрографический комплекс Чезынского района; кроме них в строении района принимают участие производные кислой гранитной интрузии; по крайней мере Большой Чезын, по данным геолога И. П. Комарова, сложен из пород существенно другого состава (адамеллиты).

ПИРОКСЕНИТЫ

Плотная темнозеленая мелкозернистая порода с „ксенолитами" кислого типа; микроскопически представляется крайне неоднородной и обладает в высшей степени катакластической структурой; исключительное преобладание пироксена, лишенного первичных магматических контуров; крайне меняющиеся размеры пироксеновых кристаллов, образующих то довольно крупные неправильные таблицы, то группирующихся в форме мелкозернистых аггрегатов.

Пироксеновая составная часть дает моноклинические пироксены двух типов (оба бесцветны):

а) кристаллы I типа обладают серовато-белой интерференционной окраской, ясной системой широких трещин спайности, $2V=70°$, $Cn_g=50°$;

б) кристаллы II типа обладают желтооранжевой интерференционной окраской, $2V=58—60°$, $Cn_g=23°$.

Встречаются пятнистые неоднородные кристаллы пирксенов, в которых центральная часть неровными контурами принадлежит пироксену I типа (а), окружают же его кристаллы пироксена II типа (б). Большая часть породы состоит из плотно прилегающих друг к другу пироксеновых образований варьирующего размера. Минералами другой генетической генерации являются цоизиты.

Цоизит дает крупные кристаллы, резко выделяющиеся на общем пироксенитовом поле, будучи как бы погружены в него; наблюдаются более тесные взаимоотношения в форме прорастаний с пироксеновыми кристалами

Слюдистый минерал, повидимому, флогопит, занимает только промежутки между ранее образованными минералами или же более крупные угловатые пустотки породы.

Таким образом и резко выраженная катакластическая структура и присутствие метаморфических минералов, к которым нужно отнести цоизит и флогопит, говорят, возможно, о своеобразных тектонических и магматических условиях, при которых формировалась порода. Характерным является полное отсутствие рудных образований, в частности, титанистого железняка, возможно, мигрировавшего из этих выжатых разностей.

Химический состав Чезынской пироксенитовой породы представлен следующим анализом.

Таблица 8

№ 773			
	Весовые %	Молекулярные количества	Молекулярные %
SiO^2	42.72	0.7084	43.79
TiO_2	0.57	0.0071	0.44
Al_2O_3	13.55	0.1326	8.20
Fe_2O_3	4.07	0.0255	2.93
FeO	7.76	0.0245	
MnO	0.11	0.0016	0.09
MgO	12.58	0.3120	19.30
CaO	22.50	0.4011	24.79
BaO	нет	—	—
Na_2O	0.27	0.0044	0.27
K_2O	0.30	0.0032	0.19
$H_2O - 110°$ . .	0.26	—	—
$H_2O + 110°$ . . .	1.61	—	—
Сумма . . .	100.30		100.00

Аналитик В. А. Молева.

Магматические формулы и коэфициенты

По Ф. Ю. Левинсон-Лессингу

$4.72\ \overline{RO} \cdot R_2O_3\ 4.52\ SiO_2$

$\alpha = 1.16\ \beta = 126.55$

$RO : R_2O = 7.26 : 1$

По Озанну

$S = 44.23\ \ a = 0.19$

$A = 0.46\ \ c = 3.26$

$C = 7.74\ \ f = 16.55$

$F = 39.37\ \ n = 5.99$

S 44.23 a 0.19 c 3.26 f 16.55 n 5.99

БИОТИТОВЫЙ ЛАБРАДОРИТ

Под микроскопом порода представляет исключительное преобладание свежего плагиоклаза над цветными железисто-магнезиальными минералами. Плагиоклаз дает обычную для анортозитовых районов, например, для Волынского габбро-анортозитового комплекса, картину идиоморфно обра-

зованных кристаллов, ассоциирующихся в определенные группировки; промежутки между группами плагиоклазовых образований заняты комплексом железисто-магнезиальных минералов, в состав которых входит и титанистый железняк.

В этот комплекс входят: пироксен — бесцветный; биотит, который преобладает в этом комплексе, и тесно с последним связанный парагенетически титанистый железняк.

Данные химического анализа Чезынской биотито-лабрадоритовой породы, произведенного сотрудником А. А. Меняйловым, приведены на следующей таблице.

Таблица 9

	Весовые % %	Молекулярные количества	Молекулярные % %
SiO_2	52.91	0.8753	57.20
TiO_2	0,72	0.0115	0.75
Al_2O_3	16.80	0.1644	10.75
Fe_2O_3	3.10	0.0175	6.67
FeO	6.09	0.0847	
MnO	0.76	0.0107	0.70
MgO	6.41	0.1589	10.38
CaO	9,19	0.1688	10.70
Na_2O	1.28	0.0206	1.35
K_2O	2.17	0.0230	1.50
$H_2O + 110°$.	1.16	—	—
Сумма	100.79	1.5304	100.00

Аналитик А. А. Меняйлов.

Магматические формулы и коэфициенты

По Ф. Ю. Левинсон-Лессингу

2.51 $\overline{RO} \cdot R_2O_3$ 4.82 SiO_2

$\alpha = 1.75$ $\beta = 0.73$

$RO : R_2O = 9.59 : 1$

По Озанну

$S = 57.95$ $a = 1.82$

$A = 2.85$ $c = 5.05$

$C = 7.90$ $f = 13.13$

$F = 28.55$ $n = 4.74$

S 57.95 a 1.82 c 5.05 f 13.13 n 4.74

Обращает на себя внимание в этом анализе довольно высокое содержание окиси марганца.

Нахождение в пределах одного и того же диференцированного комплекса Ортонского района двух своеобразных пород — пироксенита и биотитового лабрадорита, обладающих структурами (в особенности пироксенит), указывающими на значительные проявления динамических воздействий на не вполне закристаллизовавшуюся силикатовую массу, поз-

воляет сделать предположение о своеобразном петрогенетическом характере их взаимоотношения, обусловленного, возможно, явлениями „интрузивной" дифференциации.

Наблюдающийся в Чезынском районе петрографический комплекс, состоящий из дериватов дифференциации габбровой магмы, типа биотитового лабрадорита (анортозита) с железорудными проявлениями, а также участие в петрографическом строении района производных гранитной магмы находят крайне интересную и почти полную аналогию с некоторыми американскими месторождениями.

Так, по описанию S. H. Ball'a, докембрийский комплекс титаносодержащего железорудного месторождения Железной горы (Jron Mountain) штата Wyoming состоит из анортозита с включенными в него дейкообразными и чечевицеобразными рудными выделениями, а также содержит более молодую по возрасту интрузию гранитного состава.

Породообразующими минералами анортозитообразной породы, кроме преобладающего лабрадора, являются биотит и титанистый железняк; кроме того менее распространенными являются оливин и моноклинический пироксен. На значение точно так же пневматолитических процессов и для этого района указывает присутствие хлорита, серпентина, кальцита, серицита. На тесное генетическое взимоотношение обеих пород, т. е. анортозита и титано-магнетита, указывает родственность качественного минералогического состава, в то время как для анортозита характерно постоянное присутствие выделений титанистого железняка, особенно усиливающееся по направлению к контактной зоне, точно так же для имеющих резкую контактную зону с анортозитом рудных даек обычным является присутствие лабрадоровых кристаллов. Для обеих пород, явившихся по мнению Ball'a продуктами дифференциации общей магмы, общими минералами являются оливин и биотит. С химической же стороны моноклинический пироксен в анортозитах и моноклиническая роговая обманка в рудном компоненте являются эквивалентами друг другу.

В геохимическом отношении нужно отметить присутствие фосфора в рудной массе и постоянное присутствие апатитовых кристаллов в анортозитовом массиве.

Единственным минералом, принадлежащим только одному петрографическому члену комплекса, является шпинель, присутствующая в выделениях титанистого железняка.

К ВОПРОСУ О ГЕНЕЗИСЕ ТИТАНО-МАГНЕТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Вопрос о генезисе титано-магнетитовых образований в дериватах основной магмы — анортозитах, габбро, норитах, даже при обсуждении его в предварительном виде, требует некоторого выяснения физико-химических условий, регулирующих последовательность выделения минералов из основной магмы и определяющих, таким образом,

состав того остаточного магматического расплава, который при наличии тектонических движений может подвергнуться явлениям фильтрации или инъекции. Кроме того, определяющими моментами для выяснения вопросов генезиса являются изучение структурных и текстурных особенностей как силикатовых, так и рудных образований и выяснение взаимоотношений между структурными особенностями габбровых или анортозитовых пород, с одной стороны, и геологическими условиями залегания рудных масс, с другой (согласный и несогласный типы титано-магнетитовых образований). Наконец, немаловажное значение имеет выяснение наличия пневматолитических явлений, имевших место при формировании всего габбро-титано-магнетитового комплекса, что отражается на появлении в составе силикатовой части комплекса ряда новых минералообразований, явившихся продуктами последовательно проходивших реакций между первоначально сформировавшимися магматическими материалами (основной плагиоклаз, оливин, пироксены) с одной стороны и пневматолитически-термальными агентами с другой. Появляющиеся минералы замещения (remplacement)—щелочные амфиболы, слюды (в частности флогопит), минералы эпидото-цоизитовой группы, пренит, являются, как показывает приводимое выше описание патынских пород, характерными для некоторых габбровых массивов. Эти процессы пневматолитового характера несомненно входят в общее число определяющих генезис титано-магнетитовых месторождений факторов, но, вероятно, не имеют столь решающего значения, которое им придают некоторые авторы (см. ниже Gillson).

Первый вопрос о месте, которое занимают рудные минералы в общей последовательности формирования минералов в габбровых породах, в настоящее время может считаться достаточно освещенным большим фактическим материалом, относящимся к этой области. Но в то же время простое констатирование факта более позднего выделения по сравнению с силикатами титано-магнетитового компонента, как это наблюдается и в титано-магнетитовых разностях габбро массива Патын, не решает всего вопроса о распределении окислов железа и титана между силикатами, с одной стороны (титан-авгит, оливин, биотит), и магнетитом и ильменитом с другой. Имеющиеся экспериментальные данные о „границах индивидуализации" минералов в эвтектических смесях даже двухкомпонентных систем не являются достаточными, не говоря о более сложных системах, приближающихся по своей физико-химической природе к габбро-норитовым расплавам. Vogt указывает на следующие границы индивидуализации между титано-магнетитом и „оливинитом":

$$Fe_2SiO_4—80—75\% + Fe_3O_4—20—25\%.$$

По отношению к составу магматических растворов, которые на известной стадии своего развития начинают выделять рудные минералы, Vogt, на основании фактического материала описательной петрографии, делает следующие выводы в отдельных конкретных случаях.

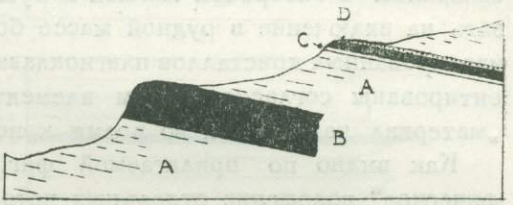
1. В порфировидном лабрадорит-норите Flakstadöen (Лофотенские острова) совместная кристаллизация магнетита и плагиоклаза начинается, когда концентрация Fe_3O_4 достигает $81^0/_0 + 0{,}9^0/_0$ $FeTiO_3$, причем весь раствор имеет следующий состав:

$8.5^0/_0$ $Fe_3O_4 + 64{,}5$ Pl $+ 27^0/_9$ Pr (13,5 гиперстена + 13,5 диаллага).

2. В норитах S Kongen в Bambe, представляющих богатую пироксеном породу, не начинается кристаллизация рудных минералов, пока не кристаллизуется гиперстен. При составе $1—2^0/_0$ титано-магнетита $+ 48^0/_0$ Pl (лабрадор) $+ 47^0/_0$ гиперстена $+ 3^0/_0$ биотита значительная часть TiO_2 и Fe_2O_3 входят в гиперстен и биотит.

3. В основных породах со значительным содержанием магнетита и ильменита, при одновременном присутствии железисто-магнезиальных силикатов — оливина, гиперстена, диаллага, кристаллизация рудных минералов начинается при содержании $4^0/_0$ Fe_3O_4.

Приведенные данные и изучение материала настоящей работы подтверждают то, что титано-магнетитовые составные части после сформирования и кристаллизации железисто-магнезиальных силикатов остаются в жидком состоянии и концентрируются в остаточном габбро-норитовом расплаве.



Фиг. 3. Титано-магнетитовый комплекс Бушвельд (по Дэли)

Согласно Vogt'y формирование месторождений титано-магнетитов происходит в „сухой магме", лишенной пневматолитических минералов, причем регулирующим фактором является гравитационная диференциация, сопровождаемая явлениями резорбции.

Относительно „стратиграфического" положения рудных масс в вмещающих их габбровых и анортозитовых телах имеется много данных в пользу того, что генезис соответствующих образований является результатом более сложных процессов, чем явления гравитационной диференциации, причем определяющим фактором являются, повидимому, геологические условия (в частности тектонические), при которых происходило формирование рудных месторождений.

Некоторые классические месторождения, как титано-магнетитовые образования Бушвельдского комплекса (по Daly) или комплекса „Duluth-габбро" штата Миннесота (по Grout'y), дают интересный материал относительно расположения рудных пластов, отличающихся часто исключительной правильностью среди силикатовых пород основной магмы.

В Бушвельдском комплексе отдельные главные составные части сложного петрографического комплекса сверху вниз располагаются следующим образом, представляя по Daly продукты диференциации на месте их формирования.

1. Верхняя группа, состоящая в верхних горизонтах из кислых петрографических компонентов — „mafic“ гранита или кварцевого сиенита, содержащего гранофировые части норита, переходит книзу в нормальный норит, содержащий в нескольких горизонтах от одного до трех слоев титанистого железняка. В некоторых местах линзы анортозита лежат вблизи и параллельно рудным полосам. Титано-магнетитовые полосы с правильностью слоев в осадочных отложениях простираются на много километров, следуя полосатой структуре норитов.

2. Ниже этого норитового комплекса, включающего рудные титано-магнетитовые образования, расположена мощная толща главного норита, однородного по своей структуре на глубину в несколько сот метров. Максимальная толщина этого главного норита превышает 3000 м.

3. Нижним членом сложного комплекса является норитовая порода, обладающая в наибольшей степени полосатой текстурой. Полосчатость особенно заметна в западной и северо-восточной части комплекса.

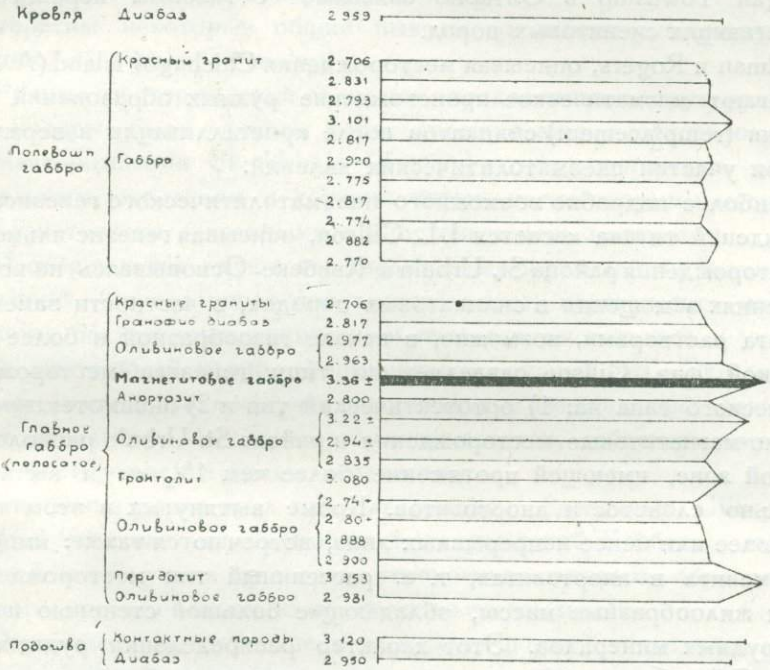
По отношению к парагенетическим особенностям рудных образований, связанных с габбровой магмой в Бушвельдском районе, интересно указать на включение в рудной массе большого количества идиоморфных изолированных кристаллов плагиоклаза. Эти кристаллы правильно ориентированы согласно общим элементам структуры норитовой породы; „материал как бы тек во время кристаллизации“, по выражению Daly.

Как видно по прилагаемой фиг. 4, представляющей „стратиграфическое“ положение отдельных петрографических компонентов в комплексе „Duluth-gabbro“ (Миннесота) по Grout'y, причем приведены также удельные веса пород отдельных горизонтов, расположение отдельных составных частей единого сложного диференцированного целого не обусловлено исключительно, как единственным фактором, гравитационной диференциацией, а определялось, повидимому, явлениями „продвижения“ диференцирующегося магматического раствора и может быть отнесено к результатам „интрузивной диференциации“. Несомненно мощным и определяющим фактором процессов интрузивной диференциации, помимо условий физико-химического равновесия компонентов, являются геологические условия формирования массива, в частности его тектоника. На эту тесную генетическую связь указывают как в приведенных примерах, так и в изученном массиве Кузнецкого Алатау текстурные и структурные особенности габбро и текстурные соотношения между ориентировкой полосатой структуры габбро (в том числе и массива Патын), с одной стороны, и условиями залегания титаново-магнетитовых разностей в нормальных габбровых разностях, с другой.

Описанные примеры согласного залегания титано-магнетитовых рудных масс со структурными элементами вмещающих силикатовых пород не являются исключительной формой генезиса титано-магнетитов. В том же районе развития полосатых габбро „Duluth“ в штате Миннесота T. M. Broderic'ом, подробно исследовавшим разнообразные проявления

магнетитового и титано-магнетитового оруденения в производных основной магмы, дается следующая классификация железорудных образований применительно к условиям их генезиса: 1) включения полосатых железорудных образований Gunflint формации; 2) полосатые рудные образования в габбровых породах; 3) неправильные тела титанистого железняка, и 4) дайкообразные тела титанистого железняка.

Оставаясь на почве того типа титано-магнетитовых концентраций, которые свойственны, возможно, определенным тектоническим зонам самого массива Патын и которые даются изучением данного месторожде-



Фиг. 4. Магнетито-габбровый комплекс района Duluth (по Grout'y)

ния, можно высказать предположение о магматическом генезисе месторождения того генетического типа, который обусловлен явлениями „filtrpressing'a" (согласно F. F. Osborn'y и др.).

Вместе с тем, в связи с особенностями петрографического строения Патынского массива, а именно, с определенным участием в формировании его пород пневматолитических явлений, встает вопрос о той роли, которую играли эти процессы в металлогении титано-магнетитовых образований. Некоторые из исследователей титано-магнетитовых месторождений приписывают пневматолитическим процессам решающую роль в рудообразовании. Broderic дает следующую сводку таких месторождений, в которых отдельные авторы приписывали генезис определяющему значению эманаций.

1. Singewald описывает контактно-метаморфическое происхождение титано-магнетитов Cebolla-district в Колорадо, ассоциирующихся с интрузией основных пород.

2. Bayley при описании титано-магнетитов New-Jersey классифицирует их как пневматолитические образования.

3. Wan-Hise и Leith некоторые аналогичные месторождения района Champlan-Marquette-district выводят из пневматолитовых явлений сопутствующих интрузий.

4. Foye в генетическом отношении титано-магнетитовое месторождение Glasmorgan Township в Онтарио связывает с газовым переносом из нижезалегающих сиенитовых пород.

5. Tolman и Rogers, описывая месторождения Chichagof Island (Аляска), предполагают магматическое происхождение рудных образований путем замещения (remplacement) силикатов после кристаллизации изверженных пород при участии пневматолитических явлений.

6. Наиболее подробно возможного пневматолитического генезиса типа месторождений титана касается I. L. Gillson, описывая генезис ильменитового месторождения района St. Urbain в Квебеке. Основываясь на возможных явлениях замещения в силикатовых породах, в частности замещения анортозита растворами, возможно, в начале газообразной и более поздней жидкой фаз, Gillson разделяет по типу генезиса месторождения магматического типа на: 1) ортотектический тип и 2) пневмотектический.

Титано-магнетитовые месторождения в районе St. Urbain расположены в широкой зоне, имеющей протяжение более чем $1^1/_2$ км и вытянутой параллельно слоистости анортозитов. Кроме вытянутых в этом направлении более или менее непрерывных линз, встречаются также: импрегнации ильменита в анортозитах, т. е. рассеянный тип месторождений и дайко- и жилообразные массы, обладающие большой степенью концентрации рудных минералов. Этот характер распределения рудных масс приводит Gillson'а к заключению, что месторождение образовалось после кристаллизации вмещающих их анортозитовых масс. Участки массивных рудных образований подстилаются рудными участками рассеянного типа месторождений. Исследование последних показывает, что месторождение появляется в результате „замещения" анортозитового материала ильменитом или другими минералами.

Рудными минералами этого месторождения, имеющего некоторую аналогию с образованием титано-магнетитовых разностей габбро в Патынском массиве, являются ильменит + гематит при незначительном участии магнетита. Неправильные включения гематита в массивных рудах носят пертитовый характер (по описанию Warren'а), который обусловлен распадением твердых растворов ниже 700°. Очевидно, что однородный твердый раствор ильменит + гематит образовался при более высокой температуре.

Gillson предполагает осуществление — при существовании первичного магматического андезина — следующей схемы в порядке последо-

вательного замещения: слюда — флогопит — апатит, турмалин, рутил, кварц, шпинель, цоизит, серицит, серпентин, карбонаты, цеолиты. Изучение парагенезиса рудных и жильных минералов приводит автора к заключению, что начавшийся при высоких температурах процесс формирования месторождения протекал впоследствии при низких температурах при действии растворов. Главными сериями реакционных минералов при процессе замещения были следующие:

андезин → олигоклаз;

олигоклаз → флогопит → апатит → сафирин;

ильменит → хлорит и карбонаты.

Интересны некоторые общие выводы по рассматриваемому месторождению, даваемые Gillson'ом:

1. Рудные месторождения обладают определенными структурными линиями, которые были развиты после формирования анортозитов.

2. Месторождения St. Urbain (Квебек) и им идентичные обладают значительным сходством с другими титано-магнетитовыми месторождениями, генетически связанными с анортозитовыми массивами.

3. Месторождения имеют все характерные черты месторождений типа „замещения". Определенная последовательность парагенезиса минералов вызывается постепенным понижением температуры генезиса и указывает на продолжительный период формирования рудных тел. Эти минералы указывают на значительное участие в качестве генетических факторов — пневматолитических и гидротермальных агентов, действием которых и обязано месторождение своим генезисом.

В отношении почти всех главных выводов, сделанных Gillson'ом по вопросу о генезисе ильменитовых месторождений Квебека, можно отметить значительную их аналогию с титано-магнетитовыми образованиями габбрового массива Патын. Эта аналогия выражается:

1. Определенным соотношением между формой выделения рудных разностей габбро и структурными линиями габбровых пород массива.

2. Существованием помимо разностей титано-магнетитовых габбро также переходных разностей, которые могут быть сопоставлены с теми анортозитовыми породами американского месторождения, которые Gillson'ом называются „рассеянным" типом месторождений.

3. Наличием целого ряда разностей габбро, в которых сказывается определенное участие в качестве породообразующего фактора — пневматолитических и гидротермальных агентов, которые в порядке определенной последовательности замещения создали весь парагенетический ряд слагающих их минералов.

Если последний вывод, касающийся влияния дейтеричных процессов на окончательный период формирования силикатовых пород, является совершенно верным по отношению к ряду титано-магнетитовых месторождений, в том числе и Патына, то едва ли можно согласиться с этим исследователем относительно возможности генезиса титано-магнетитовых

месторождений путем исключительно метасоматических процессов под влиянием пневматолитических и гидротермальных явлений.

Едва ли этим путем можно объяснить тот масштаб концентрации железа и титана, который создается в месторождениях, связанных генетически с анортозито-норитовыми и габбровыми магматическими комплексами. Кроме того, детальный минералогический анализ соответствующих пород и рудных образований, хотя и показывает отделение периода формирования самой габбровой породы от времени возможного образования рудных разностей, но в то же время стадия образования пневматолитовых минералов идет более или менее самостоятельно, причем происходит наложение этих явлений на металлогенетический процесс.

Скорее всего процесс формирования титано-магнетитовых выделений связан в нашем районе с другими генетическими моментами, следовавшими или сопутствовавшими за магматическими явлениями.

В виду продолжающихся исследований в районе развития титано-магнетито-габбрового комплекса массива Патын, в настоящее время предварительно представляется возможным лишь наметить основные линии дальнейшей исследовательской работы, связанной с задачами разрешения основных проблем генезиса титано-магнетитовых месторождений. Сюда нужно отнести:

1. Экспериментальное физико-химическое исследование условий равновесия в системах, компонентами которых являются, с одной стороны, орто- и мета-силикаты (оливин, пироксены), с другой—рудные минералы (ильменит, магнетит).

2. Исследование при полевой работе методами структурной геологии особенностей структур, взаимоотношений между характерными чертами в этом отношении габбровых массивов и вмещаемых в них титано-магнетитовых месторождений.

3. Детальное минералогическое и геохимическое исследование всех главных породообразующих групп анортозито-габбро-рудного комплекса, пироксенов (титан-авгитов), оливина (титан-оливина), твердых растворов (ильменит + магнетит) и др.

4. Исследование пегматитовых и пневматолитовых процессов, связанных с основной магмой, и влияние их на формирование рудных месторождений рассматриваемого типа.

II. К ПЕТРОГРАФО-ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ХАРАКТЕРИСТИКЕ ТЕЙСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Представляющее большой теоретический интерес, а также и практическое значение Тейское месторождение, находящееся в стадии промышленных геолого-разведочных работ, имеет очень незначительную краткую литературу, представленную работами И. В. Дербикова и И. К. Баженова с А. К. Кюзом.

Месторождение, расположенное в крайне слабо геологически изученной вершинной зоне Кузнецкого Алатау в Хакассии, находится в верховьях с одной стороны р. Теи, входящей в систему р. Абакана (восточный склон Кузнецкого Алатау), с другой—в верховьях р. Тузух-су, притока Томи на западном склоне.

Месторождение, открытое И. К. Баженовым в 1930 г., находится в районе, представляющем значительную сложность по своей петрографической структуре. Из осадочных пород на восточном склоне Кузнецкого Алатау в районе водораздела рек Томь—Абакан развиты перекристаллизованные известняки, по А. Н. Чуракову, — докембрийского возраста, сопровождаемые песчаниками, сланцами и кремнистыми породами. Большое разнообразие представляют интрузивные породы, которые в районе месторождения представлены дериватами как основной (габбро, габбро-диориты), так и кислой (граниты, гранодиориты) магм. И. К. Баженов и А. К. Кюз, считая основные породы генетически связанными с процессами диференциации в контактной зоне, указывают, что „диориты, габбро-диориты и горнблендиты расположены в районе месторождения в контактовой зоне огромного батолита гранита, там, где он прорезывает известняки метаморфической толщи. При этом по мере приближения к контакту мы имеем дело с габбро-диоритами, далее от контакта появляются диориты и, наконец, примерно в 2 км от контакта мы имеем резкий переход в гранодиориты. Отсюда можно полагать, что указанные более основные разности интрузивов—продукт диференциации гранитной магмы в приконтактовой зоне".

Того же мнения о взаимоотношении главных членов петрографического интрузивного комплекса придерживается И. В. Дербиков, который указывает, „что месторождение приурочено к контакту интрузии гранодиорита с метаморфической толщей, сложенной мраморизованными известняками с прослоями сланцев и эффузивами. В пределах месторождения толща круто падает и представляет две полосы, оставшиеся на апикальной части интрузии, которая в эндоконтакте представлена габбро-диоритом и горнблендитом. Рудные тела, по крайней мере, в верхних горизонтах залегают в породах контакта".

По характеристике И. К. Баженова главные типы интрузивных пород представлены следующими породами.

Граниты, желтоватого или розоватого цвета, среднезернистые (2—5 мм) состоят из плагиоклаза (№ 18), пертитизированного частично щелочного полевого шпата и кварца. Железисто-магнезиальные минералы представлены биотитом и черной роговой обманкой. В виду вариации в количественном соотношении главных групп минералов можно выделить с одной стороны гранодиориты, с другой лейкократовые разности, почти лишенные темноцветных компонентов.

Диориты, развитые на сев.-зап. периферии батолита, залегающего в вершинах рр. Теи и Еси, могут быть скорее отнесены к габбро-диоритам и описываются ниже по материалам экспедиции.

Габбро-диориты, описываемые И. К. Баженовым могут быть сопоставлены с нормального типа габбровыми породами, причем некоторые разности принадлежат крупнозернистым лейкократовым габбро и связанным с ними шлировым образованиям.

Горнблендиты представляют дальнейшие стадии продвинувшейся диференциации с полным почти исчезновением полевошпатовой составной части.

Значительное развитие в пределах района месторождения имеют эффузивные образования, слагающие район возвышенностей Агабас и Пыхтас в непосредственной близости с некоторыми рудными телами (участки 5-й и 6-й). Петрографические особенности кислых эффузивов описываются ниже по материалам экспедиции, отношения же этих характерных эффузивных образований, которые могут быть отнесены к кварцевым кератофирам, к интрузивным породам не были точно установлены производившим в этом районе геологические исследования И. К. Баженовым. По его указанию „эти эффузивы совершенно схожи с такими же эффузивами, развитыми по р. Еси в соседних более восточных участках Кузнецкого Алатау, где они прорываются гранитами. Кроме того, можно полагать, что часть месторождений, созданная прилежащими гранитами, находится в этих эффузивах". По возрасту представляется возможным принадлежность этих эффузивных пород к кембрию (по А. М. Кузьмину) в виду отличия их от нижнедевонских эффузивов Минусинского района.

ГАББРО-ДИОРИТ

(кварцево-роговообманковое габбро)

Играющим значительную роль в петрографии массива является тип габброида, который может быть отнесен к габбро-диоритам или кварцево-роговообманковым габбро. Это равномернозернистая, средней крупности зерна, порода серого цвета, обнажающаяся в районе 1-го участка.

Преимущественно состоит из свежей зеленой роговой обманки, несколько метаморфизованного плагиоклаза, титанистого железняка, пироксена и акцессорного кварца.

Роговая обманка. Плеохроизм n_g — светложелтый; n_m — желтоватозеленый, n_p — зеленовато-бурый;

$$2V = -54—60^\circ;\ Cn_g\ —26^\circ.$$

Наблюдается частичный переход зеленой роговой обманки в ярко-зеленый минерал, лишенный всяких следов спайности и обладающий ослабленным по сравнению с амфиболом плеохроизмом. Это новообразование то располагается пятнами среди крупных образований роговой обманки, то окаймляет его, то дает пятна на месте вполне перерожденных кристаллов. Плеохроизм — ярко-зеленый; светло-желтый.

Плагиоклаз значительно соссюритизирован, явных следов альбитизации не наблюдается. $2V = +88°$, что отвечает плагиоклазу № 40.

$$\rho \begin{cases} n_g - 27° \\ n_m - 66° \\ n_p - 83° \end{cases}$$

Плагиоклаз может быть отнесен к андезин-лабрадору.

Титанистый железняк ассоциируется с пироксеном, отступающим по своему количеству перед роговой обманкой. Повидимому, титанистый железняк и пироксен являются совместно или продуктами распада твердых растворов или одновременными продуктами кристаллизации.

Апатит встречается в виде обычных хорошо развитых призматических образований.

Интересным представляется присутствие кварцевых аллотриоморфных зерен, являющихся последними продуктами кристаллизации магматического расплава. Распространение кварцевых зерен — равномерное; повидимому здесь отсутствуют явления окварцевания.

Анализ этой характерной породы дает следующие результаты.

Таблица 10

№ 815

	Весовые %	Молекулярные количества	Молекулярные %
SiO_2	52.72	0.8741	59.43
TiO_2	1.23	0.0154	1.03
Al_2O_3	18.58	0.1818	12.36
Cr_2O_3	следы	—	
Fe_2O_3	2.77	0.0173	—
FeO	4.92	0.0685	
MnO	0.13	0.0018	0.12
MgO	4.65	0.1153	7.84
CaO	7.05	0.1257	8.54
Ba_2O	0.08	0.0005	0.03
Na_2O	3.76	0.0606	4.12
K_2O	1.09	0.0119	0.79
P_2O_5	0.16	—	—
H_2O	2.62	—	—
FeS_2	0.07	—	—
Сумма	99.82	—	100.00

Аналитик В. А. Егоров.

Магматические формулы и коэфициенты

1. По Ф. Ю. Левинсон-Лессингу

3.83 RO·199 R_2O_3 8.89 SiO_2

1.92 RO · R_2O_3 · 4.46 SiO_2

$\alpha = 1.8$ $\beta = 65.47$

$RO : R_2O = 2.32 : 1.00$

2. По Озанну

$S = 60.48$

$A = 4.91$ $a = 3.61$

$C = 7.45$ $c = 5.49$

$F = 14.80$ $f = 10.90$

$n = 8.39$

S 60.48 a 3.61 c 5.49 f 10.90 n 8.39

Несмотря на некоторое уклонение этой породы по составу от типичных габбро, ряд характерных примесей указывает на принадлежность ее к дериватам основной магмы. Так, мы имеем здесь несколько повышенное содержание BaO — 0.08, следы хрома, а главное значительное количество окиси титана. Содержание щелочей обычно для производных габбровой магмы; в данном случае можно было бы ожидать повышенного содержания K_2O.

МЕЛАНОКРАТОВОЕ РОГОВООБМАНКОВОЕ ГАББРО

Обнажаемые разведочными канавами на рудном участке габброидные породы характеризуются: непостоянными количественными взаимоотношениями слагающих их минералов, меняющейся структурой, различной крупностью зерна отдельных участков и наклонностью давать шлировые разности. В основном это крупнозернистые меланократовые породы с шлировыми выделениями черной роговой обманки (кристаллы размером 1—2 см).

Минералогический состав породы следующий:

Диаллаг—бесцветный является первичным железисто-магнезиальным компонентом, в значительной степени превращенным в зеленую роговую обманку, причем наблюдаются различные стадии метаморфизации.

Константы: $2V = +56°$; $Cn_g = 40°$, $n_g - n_p = 0.02$.

Роговая обманка обладает плеохроизмом: светло-желтый, зеленовато-бурый, зеленый. $2V = -20°$; $n_g - n_p = 0{,}046$.

Титанистый железняк присутствует в незначительном количестве с постоянным окружением биотитовыми образованиями; представляющим самостоятельное значение и не связанным с титанистым железняком является титанит, ассоциирующийся часто с диаллаговыми кристаллами.

Апатит дает крупные идиоморфные кристаллы, постоянно участвующие в породе.

Плагиоклаз, значительно перерожденный под влиянием автопневматолитических воздействий гранитной интрузии, обнаруживает продукты альбитизации и соссюритизации.

Шлировые выделения в меланократовых разностях дают тесную группировку, главным образом, кристаллов зеленой роговой обманки, обладающей тем же характером плеохроизма. Промежутки между крупными роговообманковыми образованиями заняты новыми минералообразованиями, представляющими собою продукты реакции минералов формировавшейся основной породы с позднейшими пневматолитическими и автопневматолитическими воздействиями. Эти пневматолитические минералы кроме того образуют самостоятельные группировки, которые преимущественно состоят из двух компонентов.

Одним из них является пневматолитический голубой амфибол, форма кристаллизации которого — широкие таблицы с лапчатыми окон-

чаниями. Плеохроизм — зеленовато-голубой, бесцветный, с легким желтоватым оттенком.

Порода включает, несомненно, минералы двух генераций: к первой относятся магматические роговые обманки, слегка лишь измененные пневматолизом (крупные кристаллы зеленой роговой обманки); к последней чисто пневматолитической фазе можно отнести комплекс тесно между собой связанных голубой роговой обманки и биотита.

Биотит, вообще, является последним по времени образованием, заполняя тесные промежутки между другими минералами, а отчасти и внедряясь в зеленые крупные кристаллы роговой обманки первой генерации.

В целях учета геохимических особенностей этих основных образований, доказывающих принадлежность меланократовых дериватов к основной габбровой магме, интересно отметить присутствие содержащих титан и фосфор минералов. Характерным является участие, наравне с титанистым железняком, титанита, а также апатитовых кристаллов. Содержание в этих разностях TiO_2 достигает 0.60%, P_2O_5—0.35%.

КВАРЦЕВЫЕ КЕРАТОФИРЫ

Играющая значительную роль в петрографическом строении г. Агабас и района Тейского железорудного месторождения эффузия может быть отнесена к кварцевым кератофирам. Макроскопически это темнорозовая порода с крупными порфировидными вкрапленниками кислого плагиоклаза и черными тонкопризматическими кристаллами диссоциированной роговой обманки. Под микроскопом этот тип кислых эффузивов обладает трахитовой структурой и полнокристаллическим строением. В основную массу входят тонко построенные призматические образования плагиоклаза, тесно сросшиеся с расположенными между ними крайне неправильными кварцевыми образованиями. Кварц кроме того занимает неправильные участки в породе, будучи, очевидно, последним продуктом кристаллизации. Принимают участие в строении основной массы также равномерно распределенные по породе хлоритовые выделения.

Плагиоклаз вкрапленников принадлежит к олигоклазу, как показывают следующие константы.

n_g — 20°
n_m — 87° № 20; альбитовый закон; $2V = -88°$,
n_p — 72°, что также отвечает № 20.

Химический анализ этой породы дал результаты, приводимые в табл. 11.

По магматической своей характеристике этот тип эффузии может быть сопоставлен со следующими магматическими образованиями (см. табл. 12).

При существенном сходстве нашей породы с трахитами по общему соотношению между щелочами и щелочными землями можно отметить

Таблица 11

№ 816	Весовые %	Молекулярные количества	Молекулярные %
SiO_2	65.60	1.0877	73.31
TiO_2	0.88	0.0109	0.73
Al_2O_3	18.19	0.1779	11.99
Fe_2O_3	1.79	0 0101	1.78
FeO	1.17	0 0163	
MnO	0.03	0.0004	0.02
MgO	0.74	0.0184	1.24
CaO	0.40	0.0071	0.48
BaO	0.04	—	—
Na_2O	8.56	0.1381	9.30
K_2O	1.56	0.0166	1.12
H_2O—110°	0.40	—	—
H_2O+110°	0.81		
Сумма	100.17		

Аналитик В. А. Молева.

Магматические формулы и коэфициенты

По Ф. Ю. Левинсон-Лессингу

$1.04\ \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 5.81\ SiO_2$

$\alpha = 2.98 \quad \beta = 35.11$

$RO : R_2O = 1 : 3.64$

По Озанну

$S = 74.04$

$A = 10.42 \quad a = 13.84$

$C = 0.48 \quad c = 0.34$

$F = 4.16 \quad f = 5.52$

$n = 8.92$

S 74.04 a 13.84 c 0.34 f 5.52 n 8.92

Таблица 12

	RO	SiO_2	$R_2O : RO$	α	β
Эффузия г. Агабас	1.04	5.81	3.64	2.8	35.11
Нордмаркит	1.10	5.60	4.5	2.68	—
Кварцевые трахиты	1.00	5.4	5.1	2.55	—

отличие, проявляющееся в резком преобладании Na_2O над K_2O, что заставляет сопоставить этот тип кислых эффузий Кузнецкого Алатау с кератофирами. Близко по соотношению между щелочами стоят некоторые кератофиры Крыма (Карадаг), отличающиеся меньшей кислотностью.

БРЕКЧИЕВИДНО-НОДУЛЯРНАЯ СТРУКТУРА РУДНОЙ МАССЫ ТЕЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Представляет большое генетическое значение изучение своеобразных текстур некоторых участков магнетито-серпентино-кальцитового комплекса Тейского месторождения, обнаруживаемых скважиной № 2.

Как для самой рудной массы, так и для тех участков, где количественное содержание магнетита значительно уменьшается, мы имеем брекчиево-конгломератовый характер взаимоотношений между включениями рудных обломков, дающих иногда обработанную, сглаженную, как бы оплавленную форму—„нодулей", и цементирующей их змеевиковой массой ярко-зеленого цвета. Роль последней иногда сводится к тонким прослойкам, облекающим крупные „обломочно-оплавленные" выделения рудного вещества, иногда же серпентиновое вещество является главной составной частью породы. Серпентин вместе с кальцитом часто прихотливыми лентами располагается между удлиненными линзовидными образованиями рудного вещества.

Более чистые рудные разности обычно все же содержат небольшие участки ярко-зеленого вещества с крайне неправильными контурами. Тесные генетические взаимоотношения между магнетитом, серпентином и кальцитом проявляются как в макроскопическом, так и микроскопическом масштабах. Эти соотношения между тремя компонентами варьируют иногда в том направлении, что кальцитовые образования выпадают на некоторых горизонтах, в то время как серпентин и магнетит остаются всегда тесно между собою связанными, меняя количественно свои взаимоотношения. Ниже приводится более детально микроскопическое описание некоторых рудных разностей, взятых с различных глубин скважины № 2.

Глубина 10 м. Под микроскопом порода представляет местами зональное строение, обусловленное существованием зон, составленных качественно из тех же трех минералов: хризотила, магнетита и кальцита, но отличающихся значительно количественными взаимоотношениями этих компонентов. Наибольшее значение принадлежит полосам, составленным из безрудных минералов, т. е. хризотила и кальцита. Затем можно выделить зоны, в которых наравне с этими двумя минералами выделяется и магнитный железняк.

Наконец, наблюдаются чисто магнетитовые зоны. Последовательность выделения минералов здесь можно установить следующую:

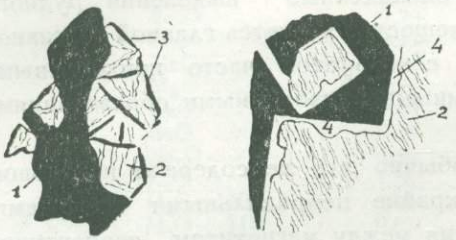
кальцит → хризотил → магнетит.

Интересными являются формы выделения магнетита, который дает часто тонкие оторочки вокруг групп хризотиловых образований, обладающих аггрегационной кристаллизацией. Большею же частью, крупные магнетитовые выделения дают самостоятельные группы кристаллов. Из трех указанных минералов наибольшую ассоциированность между собою проявляют хризотил и магнетит; вообще можно предположить следующие отдельные стадии формирования рудоносной породы:

1) кальцит + хризотил;
2) хризотил + магнетит, и
3) магнетит.

Глубина 18—21 м. Макроскопически брекчиевидный змеевик с магне-

титом, кальцитом и благородным серпентином. От оруденения более верхнего горизонта отличается полным почти исчезновением кальцита, роль которого низводится к небольшим местным скоплениям. Вся порода состоит из преобладающих хризотиловых образований и участвующего все же в значительном количестве магнетита, форма кристаллизации которого наравне с описанной выше становится более разнообразной. Встречаются больших размеров „плотные", резко очерченные выделения магнетита, лишенные тех включений хризотиловых участков, которые создавали несколько „кружевную" структуру магнетитовых образований верхней зоны.

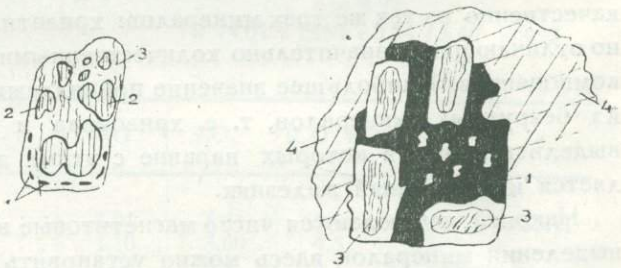


1 и *3*—магнетит. *2*—серпентин. *4*—хризотиловые оторочки

Фиг. 5. Серпентино-магнетитовые образования Тейского месторождения

Кроме того наблюдается своеобразное строение самой змеевиковой составной части. Группировки хризотиловых образований дают резко очерченные прямоугольными контурами выделения (фиг. 5), промежутки между которыми выполнены тем же плотным магнетитом. Хризотиловые таблицы с внешней стороны окаймлены тонкими свежими сплошными каемками того же хризотила.

Кальцитовая брекчия, преобладающая в некоторых участках представляет следующие особенности. Остроугольными и неправильными включениями являются комплексы кальцит-магнетитовых образований описанного выше типа, с тем, однако, отличием, что хризотиловый компонент почти совершенно редуцируется и вся группа имеет очень мелкозернистый характер. Образования этого рода, в которых хотя и незначительно участвует магнетит, сцементированы кальцитом вторичной генерации, образующим большие поля, включающие обломки комплекса. Эти кальцитовые образования состоят из крупных кристаллов, резко различающихся от кальцита первой генерации. Таким образом весь цикл этих вторичных метасоматических образований имеет следующий вид:



1—магнетит. *2*—пироксен. *3*—серпентин. *4*—кальцит

Фиг. 6. Серпентино-магнетитовые образования Тейского месторождения

I II III

(кальцит + хризотил) → (хризотил + магнетит) → магнетит → кальцит

2-й генерации.

Руда магнитного железняка, пробитая скважиной № 2, ниже 21 м дает преобладание более плотных магнетитовых участков; однако, в том же рудном теле наблюдаются то неправильно, то зонально вытянутые участки „кружевного" строения, в которых магнетитовая преобладающая основная масса испещрена хризотиловыми включениями разнообразной формы. Преобладает среди них мелкоточечная структура, причем хризотиловые включения имеют крайне неправильный вид крючкообразных выделений.

Интересно строение рудной массы в более глубоких горизонтах, (например 32—38 м), где преобладает также магнетитовая масса, среди которой крайне неправильными участками расположены хризотиловые выделения. В некоторых случаях последовательное чередование магнетитовых и хризотиловых полосок создает подобие для магнетита зонального строения. Наблюдается чередование в количественном соотношении двоякого типа участков рудного вещества: в одном — вмещающим веществом является магнетит, среди которого разбросаны хризотиловые участки; в участках другого типа преобладают хризотиловые выделения, среди которых располагаются призматические выделения магнетита, самым неправильным образом сочленяющиеся между собой.

При исследовании рудных образований минерографическим методом[1] обнаруживаются некоторые особенности строения рудной массы, имеющие генетическое значение. Характерным представляется зональная структура магнетитовых выделений, причем прилегающие к змеевиковым участкам магнетитовые зоны представляются более светло окрашенными, чем более удаленные; характерным представляется наличие серпентиновых вкраплений, с неодинаковой интенсивностью сосредотачивающихся в отдельных зонах.

Отдельные полосы зонального магнетита около крупных выделений змеевика представляются незамкнутыми, в то время как отдельные магнетитовые кристаллы дают хорошо выраженную картину замкнутого зонального строения.

В некоторых шлифах с большой глубины (86—88 м) особенно ясно проявляются явления катаклаза в магнетитовых образованиях. После травления обнаруживается субграфическое прорастание магнетита гематитом, последний отлагается по трещинкам в зональных комплексах магнетита. В кернах глубоких горизонтов обнаруживаются также и сульфидные выделения (пирит), причем иногда они характеризуются скелетной формой кристаллизации.

Химический состав железорудной массы на различных горизонтах месторождения может быть иллюстрирован следующими анализами:

[1] Изучение рудных образований в отраженном свете произведено А. А. Меняйловым.

Таблица 13

Глубина в м	Породы	Fe_2O_3	FeO	TiO_2	MnO	V_2O_5	Cr_2O_3	Нераствор. часть
32—33.7	оруденелая змеевиковая порода	38.25	17.45	0.40	0.14	нет	нет	14.45
66.3	„	45.02	19.28	0.46	0.28	„	„	8.56
86.5—87.5	„	35.07	10.41	0.22	0.20	„	„	20.64
	Магнетит 5-го рудн. участка	73.26	20.54	Следы	0.06	„	„	1.36

Минералогический состав той же массы

Глубина в м	Породы	% магнетита	% гематита	% ильменита
32 — 33.7	Оруденелая змеевиковая порода	51.11	0.24	0.75
63.3 — 650	„ „ „	60.80	3.09	0.87
86.5 — 87.5	„ „ „	32.93	12.36	0.41
	Магнитный железняк 5-го участка	66.16	27.84	—

Интересно сопоставить с произведенными для различной глубины анализами рудной массы данные анализа средней пробы для руд второго участка, приводимые К. С. Филатовым (средняя проба взята от 1200 порциальных метровых проб).

Таблица 14

	Глубина 86.5 — 87.5 м	Средняя проба
SiO_2	20.64	20.80
Fe_2O_3	35.07	35.36
FeO	10.41	11.34
TiO_2	0.22	—
MnO	0.20	0.23
MgO	—	12.02
CaO	—	6.31

Аналитик В. А. Молева.

Значительное участие в составе рудной массы MgO, а также микроскопическое изучение руд скважины № 2 показывают, что главный силикатовый компонент для рудных образований—серпентин—является характерным для руд всего 2-го участка, а возможно и всего Тейского месторождения.

Химический состав анализа „н о д у л я“, т. е. магнетитового включения, макроскопически чистого, дается на следующей таблице.

Таблица 15

	Вес. %	Молекулярные количества	Молекулярные %
SiO_2	7.18	0.1191	11.69
TiO_2	0.11	0.0014	0.14
Al_2O_3	7.16	0.0700	6.88
Fe_2O_3	49.69	0.3111	27.49
FeO	20.73	0.2885	28.35
MnO	0.22	0.0031	0.30
MgO	9.89	0.2453	24.08
CaO	0.51	0.0091	0.89
BaO	—	—	—
Na_2O	0.06	0.0100	0.10
K_2O	0.08	0.0008	0.08
H_2O —110°	0.27	0.0150	—
H_2O +110°	3.87	0.2148	—
Cr_2O_3	нет	—	—
Сумма	99.84	1.0183	100.00

Аналитик В. А. Егоров.

При пересчете на минералогический состав этого образования, содержащего главным образом рудную составную часть и серпентин, получаем следующие соотношения:

магнитный железняк	66.81 %
гематит	3.61 „
серпентин	16.52 „
	86.94 %

РУДНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ г. МАЛЫЙ ЧЕЗЫН

(Ортонское месторождение)

Большой интерес в целях выяснения особенностей как ортонского месторождения, так и генетических условий формирований Тейского месторождения представляет изучение тех минеральных ассоциаций, которые характерны для пород, в которых залегают крупные „шлирообразные" выделения рудной массы г. М. Чезын, доходящие до 1/2—1 м в поперечнике.

Эти своеобразные „футляры" для магнетитовых крупных скоплений представляются зеленой крупнозернистой скарнообразной породой.

Под микроскопом эти образования обладают крупной брекчиевидной структурой, рассмотрение которой позволяет наметить несколько стадий минералообразования. Прежде всего представляет интерес присутствие крупных кристаллов оливина и моноклинического пироксена, являющихся реликтовыми минералами и указывающих на генетическую связь этого типа месторождений с ультраосновными породами.

Свежие кристаллы пироксена обладают неправильными раздробленными или изъеденными контурами и во многих случаях показывают

образование серпентинового вещества за счет ранее существовавшего пироксена.

Иногда неправильно оконтуренные кристаллы пироксена, раздробленные, погружены в чистые карбонатные участки без участия хризотиловых образований. Характерно присутствие магнетита в форме тоненьких прерывистых скоплений, расположенных в периферической зоне хризотиловых аггрегатов в контакте с обволакивающими последние кальцитовыми образованиями.

Серпентин находится в форме параллельных образований хризотиловых лент, составленных из поперечно расположенных тонких волоконец. Контуры серпентиновых аггрегатов часто имеют оплавленный, овоидный характер, и тогда вся эта переходная к руде порода приобретает микро-конгломератовый характер.

Таким образом в этой породе, являющейся как бы футляром для рудного образования, можно наметить следующие стадии формирования: 1) серпентинизация пироксена и оливина; 2) образование кальцита, обволакивающего все остальные минералы.

Рудные магнетито-серпентиновые образования г. Малый Чезын

Рудная порода, представляющая точно так же, как в Тейском месторождении, тесную ассоциацию магнетитовых и серпентиновых образований, цементируется карбонатным веществом.

Самое тесное взаимоотношение минералов внутри магнетито-серпентинового комплекса говорит за близкий к одновременному способ происхождения. Кальцит же находится в двух формах кристаллизации, разделенных некоторым интервалом: с одной стороны внутри крупных магнетитовых выделений, ассоциирующихся с серпентиновыми таблицами, наблюдаются чрезвычайно мелкие неправильные ветвистые включения кальцита; с другой — кальцит дает сплошные образования, цементирующие, как указано, магнетито-серпентиновые комплексы.

Таким образом, в дополнение к приведенному выше, можно наметить следующие стадии формирования всей породы, включая и рудную часть.

1. Отложение и цементация кальцитовым веществом 2-й генерации. Наиболее концентрированная в отношении содержания железных окислов часть рудной породы дает резкое преобладание магнетитовой массы над хризотиловым веществом, заключенным внутри первого в виде неправильных образований.

Наблюдается раздробление крупных магнетитовых образований, ведущее к образованию катакластической структуры.

2. Серпентинизация пироксена.

3. Образование магнетита, каким-то путем связанного с кристаллизацией кальцита (1-я генерация).

Сравнение Тейской и Чезынской рудных масс, характерных в отношении аналогии слагающих их рудных и нерудных компонентов, дает совершенно тождественный состав в рудной части и различающееся взаимоотношение между нерудными минералами, вполне объясняемое преобладанием в одном случае серпентиновой составной части, в другом — кальцитовой.

Таблица 16

	Тейское месторождение	Чезынское месторождение
SiO_2	7.18	4.74
TiO_2	0.11	0.12
Al_2O_3	7.16	2.90
Fe_2O_3	49.79	49.29
FeO	20.73	21.90
MnO	0.22	0.10
MgO	9.89	6.89
CaO	0 51	5 72
BaO	—	нет
Na_2O	0.06	0.18
K_2O	0.08	0.07
$H_2O—110^0$	0.27	1.22
H_2O+110^0	3 87	—
Cr_2O_3	нет	—
CO_2	—	7.32
Сумма	99.84	100 45

Минералогический состав этих рудных образований, связанных генетически с хризотило-кальцитовыми образованиями, может быть сравнен в следующей таблице:

Таблица 17

			Тейское м-ние	Чезынское м-ние
минералов	1-я группа	магнетит	66.81	67.95
		гематит	3.61	3. 3
		ильменит	—	0.23
	2-я группа	серпентин	16.62	15.00
		кальцит	—	—

Можно отметить замечательную аналогию между этой брекчиевидной текстурой, характеризующей некоторые рудные тела Тейского месторождения, и „нодулеобразной“ структурой хромито-змеевиковых образо-

ваний, описанной А. П. Карпинским[1] в статье, посвященной пневматолитической теории генезиса хромито-платиновых месторождений.

Описанная текстура части рудной массы Тейского месторождения заставляет предполагать, при тесной генетической связи магнезиально-железистых силикатов, с одной стороны, и железисто-титановых соединений, с другой, на глубине некоторую диференциацию между ними, возможно, на почве физико-химических взаимоотношений с летучими компонентами.

Следующей фазой этих магматическо-пневматолитовых явлений была, возможно, кристаллизация на большей глубине титано-магнетитовых масс и, наконец, при новой фазе бурных проявлений пневматолитических процессов произошло раздробление закристаллизовавшихся титано-магнетитовых масс и частичный вынос в верхние горизонты с последующей цементацией в виде описанных нодулеобразных участков. Интересным представляется установить глубину этих сложных диференциационных процессов.

В связи с третьей „взрывчатой фазой" подобного генетического процесса произошла, возможно, миграция титана (удаление), и в настоящее время его содержание в рудной массе является преуменьшенным по сравнению с тем, которое могло характеризовать его в магматическую стадию в процессе протокристаллизации. Действительно анализы рудной массы и магнитных железняков из различных месторождений Кузнецкого Алатау, произведенные В. А. Молевой в полевой лаборатории Алтайско-Кузнецкой экспедиции, дают для месторождений Кондомской группы крайне незначительное содержание TiO_2, достигающее для Таштагольского месторождения — 0,02 — 0,08%, для Кочуринского — 0,02%, для Шерегешевского — 0,04 — 0,09%. По сравнению с этим содержание титана в Тейском месторождении является довольно значительным, доходя до 0,5%. Это сопоставление указывает на генетически первичную приуроченность концентраций железа Тейского месторождения к основным интрузиям. Но в то же время по сравнению с содержанием TiO_2 в первичных титано-магнетитовых образованиях Патынского массива это содержание является значительно уменьшенным, так как, повидимому, для титано-магнетитов Патына характерным представляется высокое содержание титана — около 20%.

ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА

Вопросы генезиса того типа железорудных месторождений, к которому могут быть отнесены Тейское месторождение Кузнецкого Алатау, а также некоторые более мелкие проявления железного оруденения, которое проявляется на его западном склоне (например, Чезынское

[1] Карпинский. О вероятном происхождении коренных месторождений платины уральского типа. Изв. Акад. Наук СССР, 1926, I, стр. 133—158, II, стр. 59—70.

в системе р. Ортони), могут быть в будущем выяснены при предварительном изучении и разрешении ряда крайне интересных физико-химических и геологических проблем, к которым можно отнести:[1]

1) Физико-химическая природа серпентиновых образований и разработка классификации его природных образований по типу генезиса.

2) Вопросы миграции соединений железа, в частности миграции магнетитовых образований.

3) Применение явлений процессов, происходящих в коллоидальной среде, к генезису магнетитовых месторождений; отражением процессов этого рода является в частности микроструктура рудных месторождений (коллоформная микроструктура).

4) Геологические явления тектонического порядка, обусловливающие появление месторождений данного типа, в частности, тип дизъюнктивных дислокаций. Отражением на морфологических особенностях месторождений являются: нодулярно-брекчиевидная текстура; явления катаклаза и пр. („crushe-zone" американских авторов).

Явления миграции магнетита в последние стадии магматической истории в последнее время описывались Colony, Singewald'ом и другими авторами.

Perry описывает магнетито-хризотиловый комплекс из Casper Mountain Wyoming в докембрийских породах. По мнению исследовавшего эти месторождения Diller'a, волокнистые разности магнетита вместе с хризотилом генетически связаны с дунитовым массивом, который был интрудирован гранитом, стимулировавшим образование поперечно-волокнистого хризотила в серпентиновом массиве.

По мнению Perry, волокнистый магнетит является более поздним образованием, чем хризотил, и образуется путем замещения последнего. Жильные образования этого магнетита отличаются по генезису от рассеянного в дуните зернистого магнетита, который генетически связан с этой ультраосновной породой.

Perry высказывает предположение, что источником волокнистого магнетита является тот позднейший докембрийский гранит, влиянию интрузии которого Diller приписывает образование хризотиловых жильных образований.

Сравнивая эти случаи миграции магнетита, парагенетическим членом комплекса которого является серпентин, с картиной тесного парагенезиса тех же двух минералов в Тейском месторождении, можно высказать следующие предположения.

В процессе формирования данного типа магнетитовых месторождений необходимо различать две стадии процесса рудообразования, причем первый акт концентрации соединений железа генетически связан с дериватами ультраосновной магмы — перидотитами или дунитами,

[1] По вопросам генезиса серпентиновых образований после сдачи настоящей статьи в печать появилась интересная статья В. Н. Лодочникова.

которые в последней стадии геологической истории района подвергаются воздействию активной гранитной магмы, как видим в Чезынском и в Тейском районах, где имеются непосредственные контакты с гранодиоритовым массивом верховий р. Еси. Эта стадия сказывается на проявлении миграционных свойств железисто-магнезиальных соединений с участием растворов углекислого кальция. Двумя главными компонентами этого процесса, связанного, весьма возможно, со сложными явлениями физико-химического порядка в коллоидальной среде, являются магнетитовые и серпентиновые образования, которые в известной последовательности формируют месторождения, создавая как более концентрированные в отношении магнетита участки, так и более разубоженные вследствие усиления серпентиновой части.

Весьма важным является изучение в деталях того физико-химического процесса, которым обусловлены миграционные процессы как магнетитовых, так и серпентиновых образований.

Явления миграции железных соединений одновременно с соединениями магнезиальных силикатов (салит, серпентин) рассматриваются Лизегангом на материале Трюстеда с применением явлений диффузии, происходящих в коллоидальной среде.

Приводимые Лизегангом данные тесного парагенетического соотношения между серпентином, магнетитом и кальцитом, совершенно совпадающие с картиной взаимоотношений этих минералов в рудной массе Чезынского и Тейского месторождений, разделяются им на случаи несомненного образования „оруденелой эозооновой структуры", происходящей в коллоидальной среде диффузионными передвижениями, и на более сложные случаи концентрации больших масс железных соединений, когда могло иметь место экзогенное проникновение железосодержащих растворов. В первом же случае при образовании указанного характерного комплекса метасоматическим путем и при образовании скарнов источником железа могло служить железо, заключенное в буром железняке, входящем в состав известняка.

Вся сумма данных по микроструктуре магнетитовых месторождений вершинной зоны Кузнецкого Алатау говорит за сингенетическое образование серпентиновой и магнетитовой составных частей рудного комплекса; едва ли можно предполагать разновременность раздельного поступления этих двух компонентов. При признании же возможности объяснить генезис этих явлений путем применения коллоидальных процессов встает ряд вопросов о термодинамической обстановке (вопросы температуры и давления), определившей собою данный тип генезиса железорудного месторождения.

В связи с тем, что магнетитовое месторождение Теи, связанное с достаточно мощными змеевиковыми образованиями, в некоторых своих частях расположено в толще известняков, необходимо при кратком выяснении возможного типа генезиса упомянуть о тех гипотезах,

которые генетически связывают генезис некоторых серпентиновых и асбестовых месторождений с метасоматическими процессами в известняковых толщах.

Так, Emerson при исследовании в Old Hampshire штата Массачузетс высказывает предположение об образовании серпентиновых пород вдоль контакта содержащих магнезию и глинозем известняковых пород с интрузивными образованиями. Первой стадией такого метасоматического процесса является формирование пироксеносодержащих известняков, которые подвергаются дальнейшим метасоматическим изменениям в серпентиновое вещество. По мнению Emerson'а, серпентинизация, с одной стороны, и амфиболитизация, с другой, являются различными проявлениями одного и того же процесса, вызываемого действием интрузивных образований. Схема этого предполагаемого процесса следующая:

Первичные породы → Продукты метасоматического процесса

	1-я стадия →	2-я стадия →	3-я стадия
Железосодержащие и мергелистые известняки	Пироксеновые, энстатитовые, амфиболовые, тремолитовые известняки	Салит-серпентин Энстатит-серпентин Амфиболит (эпидот) Оливин, серпентин	Серпентины

Последней стадией этого процесса является образование талька.

Применение этой генетической схемы, оспариваемое Marsters'ом по отношению к генезису серпентиновых образований района Belvidere Mountain (Vermont), не может быть произведено и по отношению к району Тейского месторождения, несмотря на включение последним в свой состав значительных выходов известняков.

Источник магнезиальных соединений при этом не является выясненным. Если же признать за источник серпентиновых образований какую-либо из основных или ультраосновных пород, то естественно в этом же магматическом типе искать и источник железистых соединений, сформировавший магнетитовые образования, не относя его к эманационным процессам, связанным с гранитной интрузией.

За генетическую связь как магнетита, так и серпентина Тейского и других аналогичных ему железорудных месторождений с габбровой интрузией говорят как геохимические особенности состава рудной массы (повышенное содержание титана), так и тесные парагенетические соотношения между этими двумя минералами, ясно обнаруженными изучением микроструктур пород как в силикатовой, так и в рудной части комплекса.

В отношении важности сопоставления всей суммы петрографо-геохимических и металлогенических фактов с данными геологического порядка, в частности с тектоникой района, можно привести некоторые примеры, когда комплекс немалита (железистого брусита), серпентина, маг-

нетита, образовывался в зоне разлома (crush—zone) перидотитовых пород (H. Bermann). Судя по американской литературе, аналогичные характеристике Тейского и Ортонского месторождений явления наблюдаются в ряде месторождений, упоминаемых Perry. Сюда можно отнести район Black-Lake-Thetford, область в Квебеке, изученную Dresser'ом; район Железной горы (Iron Mountain) в юго-западной Wyoming по Bull'ю; область месторождений в юговосточной части штата Нью-Йорк, изученных Colony; наконец Marsters описывает близкое по генетическому типу месторождение Vermont. Последний указывает, что нужно с осторожностью делать выводы из соотношений между брекчиевидной структурой серпентиновых образований в контактных частях и характером испытанных районом дизъюнктивных дислокаций.

Так, на основании первоначального изучения контактов в районе Tucker было сделано заключение, что разрушенный и обломочный характер серпентина достаточно ясно указывает на сброс.

Дальнейшее, однако, исследование шлифов показало, что раздавливание было последующим явлением, создававшим благоприятные условия для формирования поперечноволокнистого серпентина. По мнению Marsters'a: „раздавливание как серпентина, так и амфиболита происходило несомненно, но если бы контакт был только сбросовой природы, брекчиевидность была бы преобладающим явлением в шлифах. В них, однако, преобладают явления абсорбции и пропитывания (infusion)".

Таким образом, из этого краткого обзора видно значительное количество разнообразных вопросов физико-химического и геологического порядка, связанных с генезисом того типа железорудных месторождений, к которому принадлежит Тейское месторождение.

Июнь 1933 г.

Петрографический Институт Академии Наук.

ЛИТЕРАТУРА

Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. Геологический очерк Южно-Заозерской дачи и Денежкина камня на Северном Урале. 1900.

A. Harker. Tertiary Igneous Rocks of Skye. Mem. Geol. Surv. of the United Kingdom, 1904.

F. F. Grout. Internal Structures of Igneous Rocks, their Significance and Origin, With special Reference to the Duluth Gabbro. The Journ. of Geol., vol. 35, 1918, pp. 439—459.

G. J. Miller. Adirondack Anorthosite. Geol. Soc. Amer. Bull., 29, 1918, pp. 399—463.

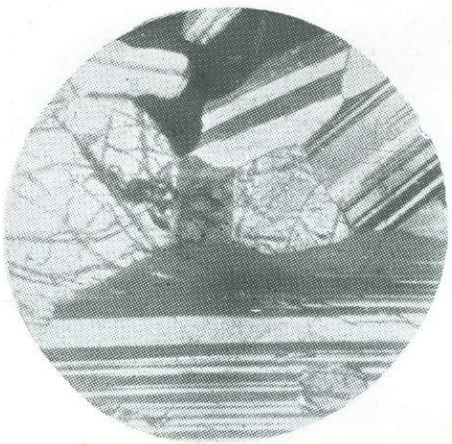
N. L. Bowen. The Problem of Anorthosites. Journ. of Geol., vol. XXV, 1917, pp. 209—244.

R. Balk. Structural survey of the Adirondack Anorthosites. Journ. of Geol., vol. XXXVIII, 1930, № 4, pp. 280—303.

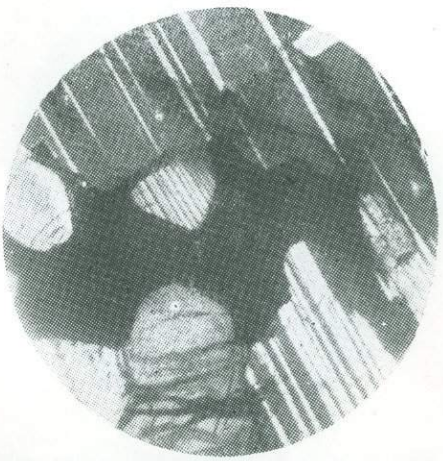
R. Balk. Structural Geology of the Adirondack Anorthosite. A structural study of the Problem of magmatic Differentiation. Miner. u. Petr. Mitt., Bd. 41. 1931, № 3—6, p. 308—434.

H. I. Ailing. The Adirondack Anorthosite and its Problem. Journ. of Geol., vol. XI, 1932, pp. 193—238.

П. И. Лебедев. Петрографо-геохимические исследования Кузнецкого Алатау



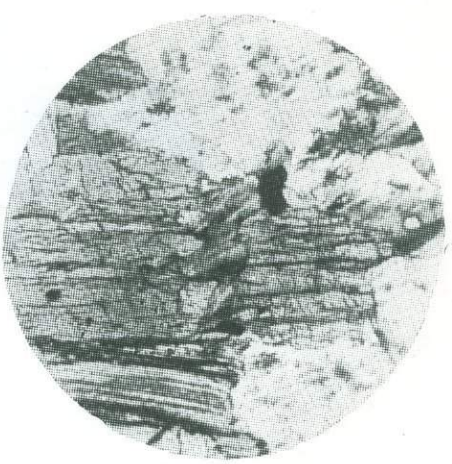
Микроф. 1. Выделение титано-магнетита в оливиновом габбро



Микроф. 2. Тигано-магнетитовое габбро



Микроф. 3. Роговиковое габбро. Массив Патын



Микроф. 4 Габбро-диорит. Тейское месторождение



Микроф. 5. Микроструктура магнетитовых выделений. Тейское месторождение



Микроф. 6. Микроструктура магнетитовых выделений. Массив Чезын



Микроф. 7. Микроструктура магнетитовых выделений. Тейское месторождение

R. A. Daly and C. A. Mollengraaff. Structural relations of the Buschweld Igneous complex Transvaal. The Journ. of Geol., vol. XXXII, 1924, № I, pp. 1—36.
A. Daly. Buschweld Igneous Complex of the Transvaal. Bull. of the Geol. Soc. of Amer., vol. 39, 1908, pp. 305—368.
W. S. Bayley. Massove Rocks of Lake Superior Redian. Journ. of Geol., vol. 2, 894, pp. 14—25, vol. 3, 1895, pp. 1—20.
A. H. Elftman. The Geology of the Keweenawan Area in Northeastern Minnesota, Amer. Geol., vol. 22, 1, 9, p. 145.
U. S. Grant. Contact Metamorphism of a Basic Igneous Rock. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 11, 1900, pp. 507—550.
T. M. Broderick. The Relation of the titaniferous Magnetites of northeastern Minnesota to the Doluth Gabbro. Econ. Geol., vol. XII, 1917, pp. 663—696.
A. H. Winchell. The Gabbroid Rocks of Minnesota. Amer. Geol., vol. 26, 1900, p. 34.
E. L. Perry. Fibrous Magnetite after Chrysotile. Amer. Journ. of Sc, vol. XX, No 117, Sept., 1930, pp. 177—179.
A. C. Boydell. A discussion on metasomatism and the linear „Force of growing Crystals" Econ. Geol., 1926. No 1, pp. 1—55.
S. G. Lasky. A colloidal origin of some of the Kennecott minerals. Econ. Geol., vol. XXV, 1930, No 7, pp. 737—55.
I. S. Diller. The types, modes of occurence and important deposits of asbestos in the United States. Un. St. Geol. Sur. Bull., 315, 210, 1907.
S. H. Ball. Titaniferous Iron Ore of Iron Mountain Wyoming. Un. St. Geol. Sur. Part I, 1905, pp. 206—214.
V. F. Masters. Petrography of the amphibolite, serpentino and associated asbestes deposits of Belvidere Mountain. Vermont. Geol. Soc. Am. Bull., 16, 436, 1905.
H. Bermann. Fibrous bricite from Quebec. The Amer. Miner., vol. 17, 1932, No 7, 313—316.
И. В. Дербиков. Тейское железорудное месторождение. Вестн. Зап.-Сиб. геол. разв. упр., 1931, вып. 2, стр. 45—49.
И. К. Баженов и А. К. Кюз. О новом железорудном месторождении в вершинах р. Теи в Кузнецком Алатау. Вестн. Зап.-Сиб. геол. разв. упр., 1931, вып. 3. стр. 46—56.
К. С. Филатов. Железные руды Хокасско-Минуссинского района. Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр., 1932, вып. 2, стр. 17—26.
И. К. Баженов. Изв. СОКГ Сиб. отд. геол. ком., т. X, 1930 г., вып. 3, стр. 42 — 43,
А. П. Карпинский. О вероятном происхождении коренных месторождений платины Уральского типа. Изв. Акад. Наук СССР, 1926, I, стр. 133 — 158; II, стр. 159 — 170.

МИР-АЛИ КАШКАЙ

К МИНЕРАЛОГИИ РУДНЫХ ПРОЦЕССОВ КОНДОМСКОЙ ГРУППЫ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ПРЕДИСЛОВИЕ

Изучение метасоматических процессов в связи с образованием железорудных месторождений в Кузнецком Алатау представляет весьма интересный объект.

Наша работа, предложенная проф. П. И. Лебедевым летом 1932 г. Горно-Шорскому отряду Алтайско-Кузнецкой геохимической экспедиции, коснулась Кондомской группы железорудных месторождений в Кузнецком Алатау. Она была продолжением работ названной экспедиции в 1931 г., в которых я также принимал участие.

Со стороны проф. П. И. Лебедева я встретил самое близкое, живое руководство как во время полевой работы в 1931 г., так и при камеральной обработке в Петрографическом институте Академии Наук СССР. Также пользовался весьма ценными советами проф. Д. С. Белянкина, дававшимися мне во время просмотра шлифов.

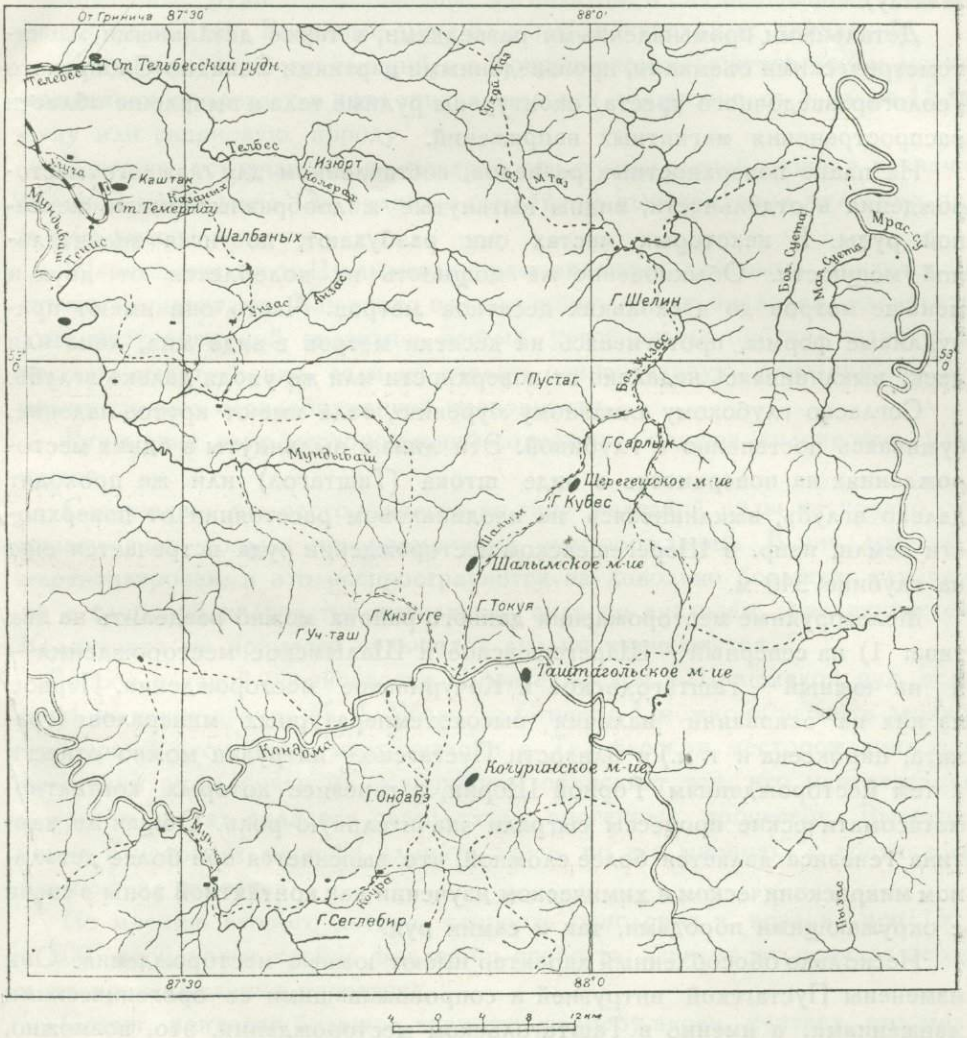
К нашему отряду была прикреплена химическая лаборатория (химик—В. А. Молева), в которой своевременные определения тех или иных интересующих нас в руде элементов способствовали более правильному сбору материалов и давали некоторый материал к решению более сложных вопросов.

ОБЩЕЕ ОПИСАНИЕ

Кондомская группа железорудных месторождений, открытая геолого-поисковыми партиями Западно-Сибирского Геологоразведочного Треста в 1931 г., являясь крайне важным и интересным объектом исследования как в научном, так и практическом отношениях, включает в себя следующие месторождения: Шерегешевское, Шалымское, Таштагальское и Кочуринское.

По расположению, форме и пространственному ограничению рудных скоплений в силикатовых породах эти месторождения аналогичны, различаясь в то же время по парагенезису ассоциирующихся скарновых минералов, по количественному и качественному минералогическому и по химическому составам руды. Отличаются эти месторождения также раз-

личной измененностью (окисленностью) рудной массы и, наконец, количеством промышленных запасов руды, которые заключены в каждом из этих месторождений в отдельности.



Фиг. 1. Кондомская группа железорудных месторождений

В настоящей статье, явившейся результатом полевых наблюдений, химических и микроскопических исследований в отраженном и проходящем свете, представляется также не лишним рассмотреть вкратце некоторые общие вопросы, оттеняя те или иные особенности, свойственные каждому месторождению в отдельности.

Все рудные линзы ориентированы приблизительно в двух направлениях: в меридиональном и с NW на SO с некоторыми отклонениями для линз тех месторождений, которые не выдерживают общей ориентировки.

С этим же направлением приблизительно совпадает протяженность рудных линз месторождений Тельбесской группы и месторождений железных руд Состычульского [1] золоторудного участка (Кузнецкого Алатау).

Детальными промышленными разведками, а также детальными магнитометрическими съемками, произведенными партиями Западно-Сибирского Геологоразведочного треста, оконтурены рудные тела и выявлены области распространения магнитных напряжений.

На плане поверхностных разведок, составленном для каждого месторождения в отдельности, видны вытянутые жилообразные линзы железной руды. В некоторых местах они разбухают, достигая значительной мощности. Обыкновенно же мощность их колеблется от двух и меньше метров до нескольких десятков метров. Часто они имеют причудливые формы, протягиваясь на десятки метров в виде жил, линз или даек, выклиниваясь недалеко от поверхности или же уходя далеко вглубь.

Согласно глубокому алмазному бурению, тела имеют крутое падение, суживаясь постепенно с глубиной. Эти линзы выдвинуты в одних месторождениях на поверхность в виде штока (Таштагол) или же проходят далеко вглубь, выклиниваясь на неодинаковом расстоянии от поверхности земли; напр. в Шерегешевском месторождении руда встречается еще на глубине 340 м.

Железорудные месторождения данного района можно разделить на два типа: 1) на северный — Шерегешевское и Шалымское месторождения— и на южный — Таштагольское и Кочуринское месторождения. Первое из них на основании наличия высокотемпературных минералов (граната, пироксена и т. п.) и близости Пустагской интрузии можно отнести к тем месторождениям Горной Шории, в генезисе которых контактно-метасоматические процессы сыграли значительную роль. Общая же картина генезиса является более сложной, что выясняется при более детальном микроскопическом и химическом изучении как контактной зоны в связи с окружающими породами, так и самих руд.

Несколько обособленный характер имеют южные месторождения. Они изменены Пустагской интрузией и сопровождавшими ее орогеническими движениями, а именно в Таштагольском месторождении, это, возможно, проявилось образованием некоторых минералов — кварца и кальцита, цементирующих зерна высокотемпературных минералов — граната и эпидота.

Далее эти клинообразные штоки в Кочуринском и Таштагольском месторождениях выдвинуты в поверхностные породы, в которых они почти совершенно не дают контактных образований. Наблюдается резкий переход от руды к боковым сланцам. Вмещающие изверженные породы рассланцованы и раздроблены. Этот процес сопровождался сильной каль-

[1] А. А. Булынников. Состычульский золоторудный участок.

цитизацией, материалом для которой явились соседние известняки, выщелоченные действием гидротермальных процессов, и окварцеванием, связанным с последними.

Железные руды представлены магнетитом, а для окисленных зон характерен мартит. Валунные руды не дают значительных скоплений.

Гидрогематит, встречающийся в Кочуринском и Таштагольском месторождениях, прорезает в виде тонких жилочек толщиною от 5 мм до 15 мм руду или скарновую породу.

Лимонит встречается на поверхности в окисленной зоне в незначительном количестве. Он является продуктом выветривания железных руд и сульфидов.

Шерегешевская и Шалымская руды являются плотными, тонкозернистыми магнетитами. Как видно из ниже приведенных анализов, магнетиты этих месторождений оказались весьма устойчивыми против гидрохимического выветривания, если не считать относительную окисленность незначительного слоя обнаженной поверхности.

Руды этих двух месторождений содержат большое количество сульфидов.

Следующие два месторождения по типу железной руды несколько отличаются от только что упомянутых месторождений. В них магнетит мартитизирован, и это распространяется на довольно большую глубину, но с глубиной количество магнетита, судя по анализам, увеличивается. Количество же примесей сульфидов сильно уменьшается.

Вопрос о такой устойчивости Шерегешевской и Шалымской руд, если стать на точку зрения М. А. Усова [1] и Gruner'a [2], можно объяснить двояко.

Первый отсутствие мартитизации в Тельбесском месторождении при залегании руды почти на поверхности объясняет тем, что мартитизация в других местах является результатом аногенных процессов. Выветривания в условиях жаркого климата здесь, по его мнению, с третичного времени не имеется.

По мнению второго автора, скорость окисления в воздухе при 150° и 200° происходит крайне медленно; скорость зависит от размера зерен и от происхождения магнетита.

Gruner, придавая большое значение размеру зерен, считает, что мелкие зерна, имеющие большую поверхность, являются и причиной быстрого окисления.

Объяснения последнего автора не могут быть полностью применены для решения причины устойчивости магнетитов первых двух наших месторождений. Повидимому, кроме крупности зерен, большое значение имеет и характер срастания их. Например, плотные и мелкозернистые руды Шерегешевского и Шалымского месторождений оказались

[1] М. А. Усов. Материалы по изучению Сибири. стр. 37.

[2] W. Gruner Magnetite-martite-hematite. Economic Geology, vol. XXI, 1926. № 4.

весьма устойчивыми против окисления. Но отчасти его объяснение может быть приемлемо к Таштагольскому и Кочуринскому месторождениям, магнетиты которых имеют тонкозернистую структуру. Причиной окисления этих руд, надо полагать, могли бы быть: трещиноватость породы и вертикальные перемещения, которые подтверждаются зеркалами скольжения в руде, наблюдаемыми в этих районах.

Помимо этого, большую роль сыграл и характер вмещающих пород.

В последних двух месторождениях на поверхности вмещающей породой явились хлорито-серицитовые сланцы, в которые рудные штоки вдвинуты поздними тектоническими процессами, и по их трещинам в них имели возможность проникнуть вадозные воды и произвести гидрохимические изменения магнетита.

Увеличение же с глубиной магнетитов по сравнению с гематитом является серьезным подтверждением этого факта.

Кочуринская руда не так сильно окислена, как Таштагольская.[1] В первом месторождении руда, например, на глубине 55 м сплошь состоит из зернистого материала, но руда здесь очень сильно изменяется, превращаясь в мартит, главным образом в участках с тонкими трещинками.

В руде во время более низкотемпературной фазы эманационной деятельности и циркуляции железосодержащих солей осели по трещинкам гидрогематит, кальцит и кварц.

МИКРОСКОПИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ В ОТРАЖЕННОМ СВЕТЕ

Исследование производилось специальным микроскопом фирмы Leitz, со специальным приспособлением для освещения.

Для определения твердости рудных минералов мною применялась кроме стальных иголок также и медная иголка, твердость которой равна 3, рекомендованная мне А. Г. Бетехтиным. Стальные иглы были подобраны так, что твердость одной была больше магнетита и гематита, а другой — меньше последних.

Шлифы были приготовлены как из руды, взятой в канавах с поверхности, так и из кернов, характеризующих разные глубины.

Руководством для определения рудных минералов послужила главным образом прекрасная книжка H. Schneiderhöhn und P. Ramdohr'a и N. M. Davi and C. Farnham, далее Григорьева И. Ф., Абрамова, таблицы А. Г. Бетехтина и ряд других.

Для получения поляризованного света пользовались специальной установкой вольтовой дуги.

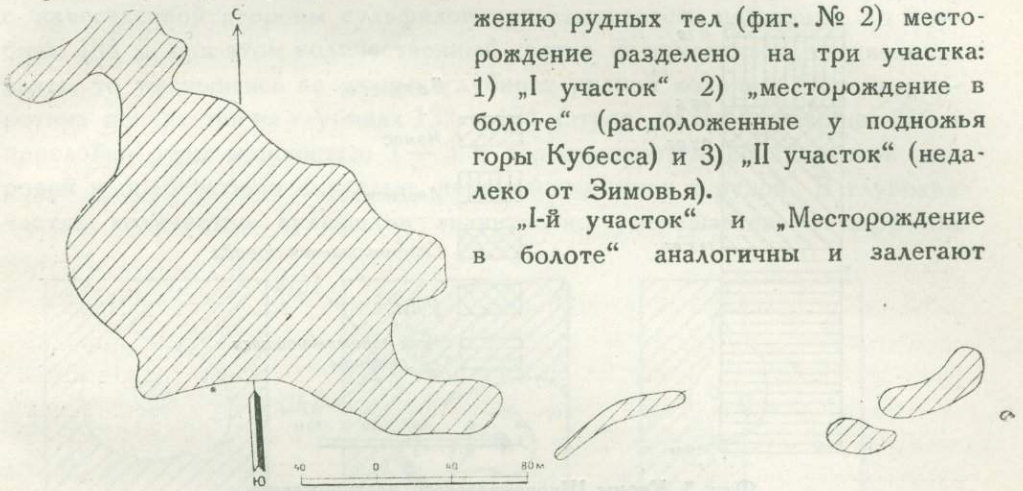
---

[1] В Таштагольском месторождении с поверхности они денудированы, а в Кочуринском сохраняются.

Для выявления структуры были произведены сплошные протравливания по методу Schneiderhöhn'a.[1] Рассмотрим результаты исследования руд каждого месторождения в отдельности.

ШЕРЕГЕШЕВСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Шерегешевское месторождение открыто братьями Шерегешевыми в 1931 г. Оно расположено на правом берегу в верховьях р. Унзаса, притока р. Мрас-су, среди задернованного болота в тайге. По расположению рудных тел (фиг. № 2) месторождение разделено на три участка: 1) „I участок" 2) „месторождение в болоте" (расположенные у подножья горы Кубесса) и 3) „II участок" (недалеко от Зимовья).



Фиг. 2. План Шерегешевского месторождения

„I-й участок" и „Месторождение в болоте" аналогичны и залегают в альбитите, а вмещающей породой для „II участка" является также альбитит, но с запада подходят древние изверженные породы, так что месторождение в западной части переходит в приконтактную зону между альбититами и кератофирами. В этой зоне известняк мраморизован и является, несомненно, ксенолитом.

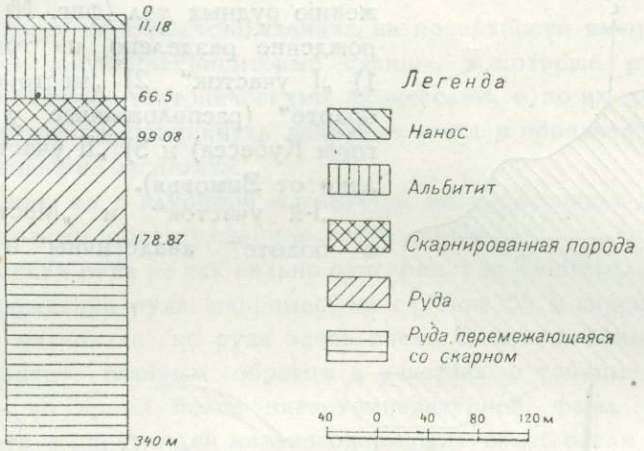
В некоторых местах руда всех этих трех участков выходит на поверхность непосредственно в виде обломков руд делювия, далее она покрыта небольшим слоем (1-2 м) наноса (находится в коренных залежах) и благодаря воздействию катагенных агентов слегка окислена, покрыта ржавой гидроокисью железа; затем уже в кернах мы имеем возможность изучать плотную магнетитовую руду.

По профилям скважин видны чередования руды и скарнированных пород. Это можно наблюдать также в кернах, где магнетит, гранат и эпидот резко разграничиваются.

Благодаря такому смешению и взаимопроникновению очень трудным становится установить последовательность выделения магнетита и нерудного минерала. Но при просмотре большого количества шлифов, несмотря

[1] H. Schneiderhöhn. Anleitung zur mikroskopischen Bestimmung und Untersuchung von Erzen 1922.

на противоречивые данные, в некоторых случаях все-таки можно выяснить последовательность выделения. Последняя под микроскопом определялась по морфологическим признакам кристалла по отношению к соседним минералам,[1] большею же частью критериями определения ее являлись жилки более позднего минерала, секущие более ранние. Ясные также данные получались для определения соотношения между нерудными минералами и рудными при просмотре прозрачных шлифов, изготовленных из той же исследуемой породы.



Фиг. 3. Керны Шерегешевского месторождения.

Руды имеются как чистые, представленные почти исключительно магнитным железняком, так и руды, перемешанные со скарновыми минералами. Руда первого типа большей частью сопровождается сульфидами. Количество последних незакономерно варьирует на разных глубинах. Но имеются участки, где руда совершенно освобождена от сульфидных примесей. Руда же, встречающаяся в скоплениях со скарновыми минералами, сравнительно с первым типом содержит сульфиды в небольшом количестве. Сульфиды приурочены как к нерудным, так и рудным минералам.

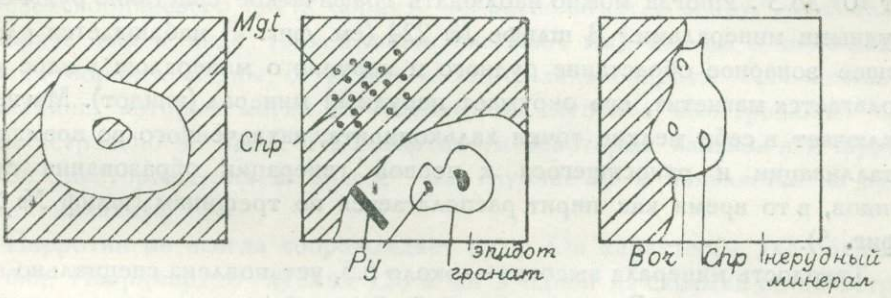
Руда первого типа состоит из серочерного магнетита, тонкозернистого и весьма плотного. Второй тип также зернистый, но зерна его крупнее, чем в первом. По петрографическим свойствам они существенного отличия не имеют.

С глубиной минералогический состав и количество сульфидов варьирует. Примером может служить скв. № 1 (фиг. № 3), являющаяся самой глубокой скважиной в описанном районе. Глубина ее доходит до 360 м.[2] С поверхности земли после 16-метрового наноса (элювия и делювия)

[1] И. Ф. Григорьев. Исследование Алтайских руд в отраженном свете. Изв. Геол. ком., Л. 1927.

[2] При нашем отъезде из этого месторождения эта скважина, в связи с встречающимися скарновыми породами, еще бурилась.

идут альбититы, затем на глубине 66.50 м они скарнируются и уже на глубине 77 м сменяются настоящими скарновыми породами. С 99 м глубины начинается рудное тело. В начале последнее содержит небольшое количество пирита; затем с глубиной увеличивается количество сульфидных минералов,— примерно на глубине 116 м появляется халькопирит и как продукт его изменения борнит, после руда сильно обогащается пирротином, халькопиритом, пиритом и борнитом. Это место соответствует средней части непрерывно идущего рудного тела. Такой характер с качественной стороны сульфидов прослеживается, примерно, до глубины 185 м, при этом количественный состав их изменяется, то увеличиваясь, то уменьшаясь на разных глубинах рудной колонки. Обилие пирротина появляется на глубинах 132 и 174 метров. Далее до глубины 360 м прослойки руды мощностью 1 — 3 м переслаиваются со скарновой породой и полосчатыми скарнами, перемежающимися с рудой. В глубоких частях количество сульфидов значительно уменьшается, а пирротин



Фиг. 4, 5, 6. Микроструктура скарновых минералов

сходит на нет. Такой характер строения Шерегешевского рудного месторождения подтверждается и данными других соседних скважин. На некоторых рудных штуфах из кернов (например, на глубине 257 м скв. № 1, обр. № 212) встречается руда, испещренная миаролитовыми пустотами, на стенках которых наблюдаются щетки прекрасно образованных кристалликов цеолитового ряда, зеленые листочки хлорита и с видимыми плоскостями спайности по ромбоэдру — кальцита.

На основании показателей преломления по определителю S. Larsen'a, цеолит можно отнести к гейландиту, а хлорит, интенсивно окрашенный в зеленый цвет, — к рипидолиту.

Под микроскопом магнетит имеет тонкозернистую структуру, редко он срастается с другими минералами. В большинстве случаев он представлен изометрическими зернами или же эвгедральными пластинками; в виде столбиков или лейст встречается редко, а как цементирующий материал он в наших образцах совсем не наблюдается. В глубоких зонах магнетит не изменен, а ближе к окисленной зоне он слегка разъедается лимонитом.

Средняя величина из большого количества измеренных зерен равна 0.10—0.30 мм. В одном шлифе (№ 214) в трещине зерно пирита было окружено тонкой каемкой магнетита. Это явление объясняется следующими причинами: при незакончившейся кристаллизации пирита началась кристаллизация первой вынесенной порции магнетита (см. фиг.). Отражательная способность однородная, цвет серый, изменяющийся в светлокоричневые тона. Обладающая более тусклым цветом серого оттенка Шерегешевская руда отличается от имеющих светлокоричневатый оттенок Таштогольской и Кочуринской руд. Объясняется это по всей вероятности большим содержанием Mn в руде.[1] В поляризованном свете при скрещенных николях минерал изотропный. Все употребленные реактивы не дают результатов. Он также устойчив против HCl. Концентрированная HCl не одинаково действует на резко ориентированные кристаллы. Лучшие результаты получались при действии паров HCl и рекомендованных Ф. Н. Шаховым $SnCl_2$ в HC_2. Время протравы менялось от 10″ до 3′. Иногда можно наблюдать графическое срастание руды с нерудными минералами.[3] В шлифе № 224 (см. фиг. 4) наблюдается следующее зонарное обрастание рудного и нерудного минералов: в ядре располагается магнетит, его окружает нерудный минерал (эпидот). Магнетит включает в себе мелкие точки халькопирита, захваченного во время кристаллизации и относящегося к первой генерации образования сульфидов, в то время как пирит располагается по трещинам (шлиф № 237, фиг. 5).

Твердость минерала высокая — около 5.5, установлена специально проверенной иголкой. Вследствие такой большой твердости поверхность минерала покрыта ямочками и трещинами, полученными при шлифовке.

Гематита (мартита) и лимонита совсем мало, они наблюдались в некоторых шлифах, изготовленных из руды окисленной зоны (верхней корки).

Сульфиды располагаются в большинстве случаев в трещинах магнетита. Зерна их ангедральны по отношению к последнему. Благодаря природной способности пирита хорошо кристаллизоваться и вытеснять остальные сульфиды, он имеет в трещинах магнетита эвгедральные призмочки и изометрические зерна. Величина зерен пирита сильно варьирует, между 0.05—0.2 мм. В более крупных зернах (шлиф № 219) видно, как пирит с одной стороны сохраняет кристаллографическую форму, а углы с другой стороны резорбированы, и видна закругленность их. Пирит, ближе к поверхности, частично замещается лимонитом; последний располагается по периферии (№ 232). Он вследствие свойственной ему

---

[1] H. Schenderhöhn und P. Ramdohr. B. II, 1931 г., стр. 578.

[2] Ф. Н. Шахов. Ассоциация рудных минералов в железорудных месторождениях Тельбесского района. Изв. Зап.-Сиб. отд. Геол. ком., т. X, вып. 4.

[3] Можно было различить по большому показателю преломления (в отраженном свете происходит обратное явление — при поднятии тубуса микроскопа линия Бекке переходит на минерал с меньшим показателем преломления).

хрупкости сильно раздроблен и принял катакластическую структуру, что является результатом динамометаморфизма, который не раз испытала руда совместно с вмещающими ее породами этого района.

Халькопирит часто сопровождает пирит, то проникая в трещины его, то обхватывая отдельные зерна, и выделяется в виде ангедральных листочков, аллотриоморфно-зернистой структуры. Он в виде мелких включений имеется как в рудном минерале, так и заполняет мелкими жилочками трещины в нерудном жильном минерале.

При действии HNO_3 минерал принимает коричневатый оттенок. При структурном травлении обнаруживаются двойниковые сростки. Величина зерен в сравнении с пиритом небольшая, от 0.05 мм до 0.07 м, но имеются и более крупные, 0.3 мм. Таких размеров халькопирит встречается совместно с пирротином. Твердость средняя.

В двух шлифах (№ 218 и 202), соответствующих глубинам 127.70 и 147.70 м, в стыках халькопирита с магнетитом и пиритом встречается розоватокоричневого цвета борнит. Он располагается вокруг зерна халькопирита или в виде тонкой каемочки (0.01 мм), или же в небольших зернах борнита видны островки желтого халькопирита. Халькозина и ковеллина, которые могли бы указать на глубокое выветривание, при этом встречено не было. На поверхности некоторых канавок и в шурфе № 36 „месторождения в болоте“ на глубине 32 м появляется на руде налет малахита.

Пирротин не всегда сопровождает руду. Он характерен для больших глубин. Например, до глубины 120 м ни в одной из скважин он не встречался. Под микроскопом зерна пирротина кремового цвета с коричневорозоватым оттенком. Величина зерен его достигает 0.2—0.8 мм. Твердость средняя, вследствие чего имеет хорошо полированную поверхность

При травлении с КОН дает положительные результаты, от HNO_3 получается едва заметная коричневая побежалость, при этом в краевых частях зерна выступают плоскости спайности. Может быть это соответствует тем плоскостям, которые описываются у H. Schneiderhöhn'a и P. Ramdohr'a, что „при начинающемся выветривани пентландита спайность по || (0001) выступает яснее; очень часто то же самое видимо случайно по || (1010)“.

От действия HNO_3 вскипают в тонких трещинках пирротина карбонатные соединения. Пары HCl образуют налет, быстро стираемый с поверхности шлифа. Минерал при скрещенных николях анизотропный; рефлексионный плеохроизм его от желтосерого до фиолетоворозового. Величина зерен в среднем достигает 0.4—0.6 мм.

При изучении полированных поверхностей пирротин-содержащих руд присутствия пентландита, который часто является спутником пирротина и который срастается с ним, обнаружено не было. Это было подтверждено отрицательным результатом анализа таких руд на Ni. Анализы исполнены В. А. Егоровым.

Порядок выделения рудных минералов сводится к следующему: первым выделился магнетит и при этом во время кристаллизации он с собой захватил некоторое количество халькопирита, который присутствует в незначительном количестве, в виде мелких включений; затем уже начала проникать в руду основная струя пирита с образованием на некоторых глубинах пирротина.

Последняя фаза сульфидных истечений завершилась проникновением халькопирита, который проявляет полную ангедральность по отношению ко всем рудным минералам.

Химическая характеристика специально подобранных однотипных плотных руд следующая:

Таблица 1

№№	Местонахождение	FeO	Fe_2O_3	TiO_2	MnO	V_2O_5
1	В начале канавки № 1 (89)	25.17	66.00	0.04	0.26	нет
2	Канавка № 12 (№ 99)	27.91	64.00	следы	0.40	нет
3	Шурф № 36 (обр. № 105) Глуб. 42—43 м	24.87	58.20	0.06	1.25	нет
4	Шурф № 36 (обр. № 110) Глуб. 32 м	24.50	59.00	0.09	1.44	нет
5	Канавка № 3 (№ 104)	25.69	64.90	0 05	0.68	нет
6	Анализ, взятый из лаборатории[1] Сталинского металлургического завода	5.76	84.86			

Анализы произведены В. А. Молевой.

Как видно из анализа, в химическом отношении поверхностные руды несколько отличаются от глубинных. Естественно, как результат окисления количество Fe_2O_3 увеличивается в сравнении с FeO. Количество TiO_2 и MnO в глубоких частях рудной колонки больше, чем в анализах из руд, взятых на поверхности — в канавках. Небольшая часть магнетита в поверхностной окисленной зоне перешла в мартит. Руды для пробы были собраны из разных частей рудного тела. Для полноты характеристики руды описываемого месторождения приведем один полный анализ руды, взятый из работы П. И. Лебедева.

SiO_2	— 6.79	CaO	— 0.72
TiO_2	— 0.04	CuO	— —
Al_2O_3	— 4.18	ZnO	— —
Fe_2O_3	— 61.44	V_2O_5	— 0.11
FeO	— 24.33	S	— 0.02
Cr_2O_3	— нет	Пот. при прок.	— 1.30
MnO	— 1.73	Нераств. часть руды	6.79
MgO	— 0.65		

[1] Fe в руде 64.48%.

На основании последнего полного анализа можно судить, что сравнительное повышенное содержание глинозема обусловливается содержанием глинистых веществ, а заметное количество MgO, CaO совместно с некоторым количеством FeO составляют молекулу граната (гроссуляр-андрадита) и пироксена (диопсида).

СКАРНОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ШЕРЕГЕШЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Скарны представляют собой очень интересное сочетание большого количества минералов, входящих в их состав.

Обилие силикатовых минералов и разнообразие их, как например, присутствие шпинели, являются результатом разнородности вмещающих силикатовых пород, входящих в комплекс пород, слагающих район Шерегешевского месторождения.

В основном, вмещающей породой на „I участке" месторождения являются альбититы, а на „II участке" приконтактная зона альбититов с древними эффузивами, о чем было упомянуто выше, но я здесь укажу на те детали, которые были замечены во время осмотра месторождений и выяснены после детального микроскопического исследования. На „I участке" керны со скважины № 3, на глубине 95 м, 103 м и дальше, являются габбровой породой, находящейся здесь вероятно в виде крупного тела и измененной частично под влиянием альбититов — во время интрузии последних и частично во время образования рудных месторождений.

Порода эта темнозеленого цвета; очень сходна с теми габбро, которые нами изучены в этом районе. Здесь эта порода метаморфизована, и видна реликтовая структура габбро. Такая порода в 3 скв. имеет мощность больше 35 м (60 м—95 м) и с приближением к рудному телу скарнируется.

Среди полевошпатовых зерен выделяются вытянутые большие кристаллики темнозеленой роговой обманки, с величиной зерен 0,5—1 мм. Под микроскопом видно, что в основном порода состоит из крупных зерен роговых обманок, плагиоклаза, в меньшей мере биотита, апатита и других минералов.

Роговая обманка зеленая, местами неправильно окрашенная. Она была подвергнута исследованию на Федоровском столике и были определены следующие константы: $2V = 80^\circ$;

плеохроизм: n_g — желтоватосерый
n_m — бледнозеленый
n_p — зеленый.

Угол погасания 17°. Знак главной зоны положительный. Показатель преломления в имерзионной жидкости $\alpha = 1.6613 - 0.0002$, $\beta = 1.669 \pm 0.002$. Плагиоклаз представлен в виде вытянутых идиоморфных кристаллов, он помутнел и содержит большое количество вторичных образований, в виде отдельных включений. Коэфициент преломления на стыках с канадским бальзамом выше, чем у последнего.

Эта порода, скарнируясь, становится мелкокристаллической, и в ней появляются такие высокотемпературные минералы, как шпинель, гранат, пироксен, рудные минералы. Амфибол, метаморфизуясь, принимает светло-зеленую окраску, со слабым плеохроизмом и углом погасания около 22°, отвечающим актинолиту, с призматическими трещинами спайности (124°). Шпинель зеленого цвета, изотропна, с большим показателем преломления, она в данной породе почти всегда сопровождает точки рудного минерала. Коэфициент преломления больше, чем у амфибола. Плеохроизм отсутствует. Наряду со шпинелью встречается бесцветный с желтоватым оттенком гранат.

Близко к „месторождению в болоте" с северо-западной стороны подходят известняки. Последние встречаются например в шурфе на глубине 42 м. В рудных участках они мраморизованы.

Под микроскопом можно наблюдать прекрасно образованные скарновые минералы, представленные здесь гранатом, пироксеном, эпидотом и др. Наверное, близостью нахождения известняков объясняется присутствие новых минералов, которые можно разграничить при минералогическом изучении. Обыкновенно же, в виду плотности строения, перемешанности скарновых минералов между собой в остальных участках Шерегешевского месторождения такое макроскопическое выделение отдельных скарновых минералов становится затруднительным.

Скарнированные породы „II участка" несколько отличаются от только что описанных тем, что в них, если скарнированию подверглись эффузивные породы, то появляются такие скарновые минералы, как амфиболы, эпидот-цоизит, а в случае если скарнированию подверглись альбититы (недалеко от ксенолита-мраморизованного известняка), то появляются гранатовые породы. Очевидно материал,[1] поддающийся скарнированию, в районах сыграл большую роль при образовании скарновых минералов. Плотность и строение пород также имели большое значение.

Несмотря на появление скарновых минералов во II участке, все-таки вмещающие породы не в такой степени подверглись скарнированию, как это наблюдается в I участке. Здесь контактовые породы имеют типичную роговиковую структуру с мелкими зернами биотита и мусковита. В некоторых шлифах заметно, как ороговикованную вмещающую породу пересекает жилка аномального граната с зональным строением. Это явление разрешает высказать мнение, что, помимо замещения пород контактной зоны, имело место образование в жилках породы граната, который вследствие образовавшегося натяжения дал аномальные зерна. В остальных соседних месторождениях аномальные гранаты не встречаются.

На основании того, что скарнированию подверглась большая площадь и более глубокие зоны месторождений, также принимая во внима-

[1] В. А. Обручев. Рудные месторождения, стр. 75.

ние большую устойчивость силикатовых пород, в сравнении с легко поддающимися метасоматизму известняками, можно полагать, что процесс скарнирования при гипабиссальных условиях на месторождениях был весьма длительным.

Ближе к поверхности альбитит каолинизирован (превращен в пеликанит), в массе породы сохраняются твердые зерна кварца.

В месторождении процессу скарнирования и гидрохимическому воздействию альбитит не всюду подвержен, например, во 2-й скв. мы встречаем совершенно свежий альбитит на глубине 94 — 98 м.

Неоднократно отмечалось выше, что скарнированные породы этого месторождения имеют неоднородный состав. Так как в силу этого подсчет количественно минералогического состава скарновых минералов становится невозможным, то ограничусь лишь описанием минералов в отдельности.

Шлифы изготовлялись в некоторых случаях из участков породы, обогащенных тем или иным минералом. Самым распространенным в этом месторождении является гранатовый скарн, поэтому опишу одну типичную скарнированную гранатовую породу. Цвет такой породы, в виду сильной уплотненности ее, кажется черным или же черный с синевато-зеленым оттенком. После более внимательного рассмотрения тонких изломов, виден восково-бурый цвет гранатовой массы. Отдельные участки или же тонкие трещинки породы пропитаны кальцитом, который реагирует с HCl. В них, так же как и в руде, можно встретить большие кристаллики кальцита, размером в 4—5 мм, с ясно видимой ромбоэдрической спайностью.

Под микроскопом порода состоит из граната, создающего впечатление одного целого зерна, имеющего большое количество трещин, направленных как параллельно, так и в разных направлениях. Эта однородность гранатовой массы нарушается другими минералами (эпидотом, пироксеном, амфиболом, кальцитом), сопровождающими его.

Зерна граната покрыты отдельными зернышками или лейстами замещающих минералов и всюду пронизаны тонкими трещинками, заполненными в большинстве случаев кальцитом или краснобурым, слегка просвечивающим или же совсем темным веществом, окрашенным гидроокисью железа.

Такие плотные гранатовые породы, встречающиеся на горе Магнитной, А. Н. Заварицкий называет „сливными“. Эти гранаты имеют большое сходство с нашими гранатами, но в отличие от них последние не обладают зональным строением кристалла и аномалией. Отсутствие аномалии объясняется отсутствием натяжения во время кристаллизации граната. Гранат светложелтого цвета с многочисленными извилинами на поверхности. В некоторых образцах он разложен и превращен в высокопреломляющую мутную массу, в которой можно видеть отдельные точки рудного минерала. Аггрегаты эпидота и, в меньшем количестве, пренита

покрывают большие участки зерен граната или же они в виде тонкой полоски окаймляют его.

Коэфициент преломления, определенный в иммерзионной жидкости, равен: $1.731 < n < 1.751$, что по Ларсену соответствует гроссуляру.

Анализ граната, произведенный сотрудницей экспедиции Н. Д. Синдеевой, дает следующие результаты (№108):

SiO_2	41.03	MnO	4.55
Al_2O_3	4.576	Cr_2O_3	—
Fe_2O_3	10.70	V_2O_5	Спектроскопический анализ показывает присутствие V, химически он не обнаружен.
FeO	3.376		
TiO_2	0.114		
CaO	28.22		
MgO	6.184	H_2O — 110°	0.17
		H_2O + 110°	1.08

При малом содержании Al_2O_3 большое содержание в гранате SiO_2 и FeO объясняется тем, что проанализирован не чистый гранат, а порода, обогащенная гранатом.

По анализу этот тип граната можно отнести к гроссуляр-андрадиту.

Диопсид светло-зеленого цвета, располагается в виде пойкилитовых вростков в гранате или же в виде больших кристаллов с отчетливо видимой призматической спайностью по (110) с углом равным 87°. Угол погасания в соответствующих разрезах $Cn_g = 38°$; $2V = 58°$. Оптически положителен. Размер зерна диопсида сильно варьирует от мелких кристаллов, которые приходится изучать при большом увеличении, до более крупных, 0,3—0,5 мм.

В проходящем свете диопсид имеет слабую светлозеленую окраску. Он в образцах, взятых ближе к поверхности, эпидотизирован, и в этих участках замечаются маленькие изометрические зерна рудного минерала. $n_p = 1.658 + 0.003$; $n_g = 1.697 - 0{,}002$, $n_m = 1.666 + 0.002$. В некоторых образцах имеется обилие актинолитовой роговой обманки, а диопсид или совершенно отсутствует или же встречается мелкими кристалликами. Это явление может быть объяснено изменением диопсида в присутствии воды и высокого давления в амфибол.

Амфибол в скарнированной породе макроскопически представляется темнозеленой мелкокристаллической массой. Более крупных зерен не встречается, а крупные зерна относятся к актинолитовому ряду.

Под микроскопом в препаратах из разных штуфов наблюдается серия минералов амфиболовой группы, из которых грубо можно выделить зеленую роговую обманку и бесцветную актинолитовую роговую обманку, имеющие и промежуточные ряды, которые обусловливаются в описываемом месторождении лишь степенью метаморфизации и отличаются друг от друга только степенью окрашенности, сохраняя при этом характерные константы.

Зеленая роговая обманка обычно встречается аггрегатами небольших зерен. Оптический характер главной зоны положительный. Плеохроизм у нее изменяется от зеленого к темному; угол погасания 15°. В некоторых зернах можно встретить хлоритизацию. Нередки также трещины совершенной спайности с углом 124° (56°), видимые по плоскости (110). Этот минерал характерен для менее скарнированных пород. Он часто встречается вне зерен граната, располагаясь ксеноморфно по отношению к нему.

Актинолит бесцветный встречается как большими зернами, так и мелкими призмочками. Характер главной зоны положительный. Оптический характер минерала отрицательный. Угол $2V = 82°$.

Эпидот—очень распространенный минерал в скарновых образованиях описываемого района. Он представлен как скарновый минерал с супернормальной интерференционной окраской и как минерал, замещающий железисто-магнезиальные минералы. В некоторых скарновых породах он встречается как замещающий минерал в виде многочисленных мелких зерен. Часто срастается с клиноцоизитом. Последний имеет аномальную—синюю интерференционную окраску. Между первым и вторым можно заметить переход: в средней части располагается эпидот, а к периферии переходит в клиноцоизит. Зерна эпидота прозрачные с лимонножелтым плеохроизмом.

В кернах можно видеть, как эпидот прорезает магнетит тонкими жилочками, указывающими на более позднее образование. В большинстве образцов скарна, обогащенного рудой, можно видеть скопления эпидота.

Наряду с гранатом и шпинелью цоизит встречается с индигово-синей аномальной окраской и большим показателем преломления. Оптический характер главной зоны (+).

Хлорит представлен двумя генерациями и встречается как в скарнированных породах, так и в миаролитовых пустотах. Он является скарновым минералом, отвечающим последней фазе пневматолитово-термального процесса; этот хлорит встречается прекрасно образованными кристаллами, прорезающими в разных направлениях породу, и ксеноморфен как к бесцветным минералам (кварц, полевые шпаты), так и к окрашенным.

Свежие кристаллы хлорита, темнозеленого цвета, аллотриоморфными образованиями, чаще в виде аггрегата, располагаются в породе.

Коэфициент преломления в иммерзионной жидкости следующий:

$n_p = 1.577 \pm 0{,}001$; $n_g = 1.579 + 0.003$.

По Ларсену коэфициент преломления минерала подходит к рипадолиту, формула для которого дается в таком виде:

$$5\,(Mg, Fe)\,O \cdot Al_2O_3 \cdot 3SiO_2 \cdot 4H_2O$$

Плеохроизм у него от светложелтого, в направлении $\perp$ колебанию поляризатора, до темнозеленого, в направлении $\parallel$ ему. Знак главной зоны минерала положительный. Второй тип хлорита неправильными, чешуй-

ками и мелкими листочками располагается в интерстициях между зернами других скарновых минералов, являясь вторичным продуктом их. При скрещенных николях ведет себя как изотропный минерал, следовательно двойное лучепреломление соответствует ~ 0.001, на основании чего можно отнести к пеннину.

Кальцит присутствует в большом количестве в виде прекрасно образованных кристаллов, часто жилками прорезает породу или же заполняет трещинки в гранатовых зернах.

Он большею часть является вторичным продуктом изменения Са-содержащих минералов, но как скарновый минерал кальцит встречается в миаролитовых пустотах. Время образования его совпадает с образованием хлорита, цеолита, кварца. Цеолит сопровождает хлорит в миаролитовых пустотах, а кварц окварцовывает скарны на некоторых глубинах (например, обр. № 225, глуб. 192,71 м скв. № 1). Но это явление довольно редкое. Коэфициенты преломления цеолита в иммерзионной жидкости следующие:

$n_p = 1{,}496 + 0{,}003$; $n_g = 1{,}505 - 0{,}001$; по Ларсену соответствует гейландиту, для которого дается формула:

$$CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot 5H_2O$$

Рудный минерал, помимо того, что дает основное рудное тело, встречается также в гранатово-пироксеново-амфиболо-эпидотовых скарнах; он является обязательным спутником шпинели, сопровождая ее мелкими точками или же небольшими квадратиками.

Полевой шпат в скарновых породах встречается неправильными листочками и главным образом относится к альбиту, коэфициент преломления которого на стыке с канадским бальзамом меньше последнего или равен ему.

В менее скарнированных породах, в штуфах, взятых в более удаленных от скарнированных пород и рудного тела, встречаются уцелевшие зерна калиевого полевого шпата. Зерна его помутнели, покрыты каолинизированной массой. Иногда можно наблюдать микропертитовую структуру. Коэфициент преломления заметно меньше, чем у канадского бальзама.

В таких породах видна реликтовая структура альбитита.

Подытоживая все вышесказанное, на основании соотношения минералов, можно установить следующую последовательность выделения минералов.

В первую фазу процесса рудообразования в боковых породах скарнируемых является пироксен диопсидового ряда, вслед за ним начинает образовываться гранат, в котором пироксен часто находится в виде пойкилитового включения. Затем уже начинают выделяться амфиболы и минералы эпидотовой группы. Приблизительно к этому времени приурочен магнетит, дающий начало рудному скоплению в альбититах.

После образования магнетита начинает проникать в скарнированную породу и руду основная струя сульфидных эманаций. К последней фазе пневматолитового процесса относятся образования минералов хлорита, цеолита, вторичного эпидота (который располагается также в миаролитовых пустотах и заполняет трещины) и кварца.

ШАЛЫМСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Шалымское месторождение находится в верховьях небольшой речки Шалым, являющейся притоком р. Кондомы, у водораздела между р. Б. Унзас, принадлежащей системе р. Мрас-су, и р. Шалым. Месторождение это расположено примерно в 12 км на юг от Шерегешевского месторождения. Оно открыто в 1931 г. охотником Скворцовым и является вторым по количеству запасов железной руды среди входящих в Кондомскую группу месторождений. Месторождение находится на сильно задернованной вершине (1100 м), покрытой пихтой и кедрами, и состоит из отдельных гнезд: А, Б, В, Г, Д, Е, Ж., разных величин и форм. Расположение, направление и вытянутость рудных линз, а также минералогический и химический состав руды аналогичны с Шерегешевским месторождением. Вмещающей породой являются кератофиры, в которые в виде апофиз проникает сиенит. Разделение руды на отдельные гнезда является чисто территориальным пространственным разграничением, тип руды их одинаков, и мы опишем их как одно месторождение, но укажем при этом на большой процент содержания сульфидов в теле „В" как в вмещающих породах, так и в самой руде.

Периферическая часть рудного тела, вскрытая детальной разведкой, больше обогащена сульфидами, чем на глубине. В этой окисленной зоне в руде сульфиды гидрохимическими продуктами разложения окрашивают поверхность руды в зеленожелтый цвет.

В кернах и на поверхности встречается полосатая, окремненная, светлосерого цвета яшмовидная порода. На вершине горы в шурфах встречаются также валуны габбро. Между рудными телами наблюдаются порфириты с крупными выделениями фенокристов.

Макроскопически руда мелкозернистая, плотная, сероваточерного цвета. Видимое в ней простым глазом большое количество включений пирита, обхватывающего рудные аггрегаты в виде золотистой каемки или же в некоторых участках проникающего в руду тонкими жилками, образует скелетную форму. Халькопирит в виде субмикроскопически мелких аггрегатов зерен включен в нерудный минерал. Содержание халькопирита в руде в сравнении с пиритом незначительное.

Под микроскопом отдельные зерна магнетита редко достигают больше 0.3 мм; обыкновенно же величина зерен в среднем достигает 0.2 мм; имеются такие участки, где магнетит представляется совершенно плотным и разграничить отдельные зерна становится затруднительным. Для определения магнетита применялись те же методы, которые описаны

для выявления характера Шерегешевской руды, и получены аналогичные результаты. Имеющиеся в магнетите трещинки (0.05—0.1) заполнены пиритом, и под действием последнего по стенкам этих трещинок тонкой полоской проходит лимонит, в то время как пиритовые зерна сохраняют свой кристаллографический облик; на поверхности же рудного тела пирит полностью выщелачивается и поверхность руды окрашена гидроокисью железа.

Пирит, заполняя тонкие жилки и интерстиции магнетита, образует нитевидную структуру, и эти нити соединяясь дают петельчатую структуру.[1] Величина зерен пирита варьирует между 0.2—0.8 мм.

Халькопирит в большинстве случаев приурочен к нерудному минералу в виде мелких включений, его также можно встретить в пирите.

Халькопирит располагается часто также в трещинках спайности нерудного минерала, в виде тонких игл или же мелкими точками. Величина зерен от 0.02—0.03 мм.

Порядок выделения рудных минералов в Шалымском месторождении следующий: нерудный минерал с захваченным во время его кристаллизации халькопиритом, затем магнетит, пирит и халькопирит, связанный с последним.

Анализы, исполненные В. А. Молевой, дают следующие результаты:

Таблица 2

№№	Местонахождение	FeO	Fe_2O_3	TiO_2	MnO
1	Канава № 18	26.25	65.60	следы	0.20
2	Тело Е. Руда с поверхности № 32а	19.34	44.60	0.03	—
	Руда с поверхн. со скарн.	12.71	40.07	0.02	
3	Скв. № 1. Гл. 32 м. Руда № 248	—	—	—	0.37
4	Скв. № 1. Гл. 54.90. Руда № 249	—	—	—	0.42
5	Анализ, взятый из лаборатории[2] Сталинского металлургического завода	13.97	58.58	—	—

СКАРНИРОВАНИЕ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД И СКАРНЫ ШАЛЫМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Вмещающими породами, подверженными скарнированию в данном месторождении, являются окружающие кератофиры (окремненные рудообразовательными процессами) и порфиритовая разность, встречающаяся между рудными телами.

В связи с окремнением и сильной кальцитизацией определить эти вмещающие породы на месторождении становилось затруднительным,

[1] Григорьев. Структура минеральных сростаний в рудах. Зап. Росс. Мин. Общ., 1928.

[2] Fe в руде — 51.87%

но внимательное микроскопическое изучение пород, взятых с поверхности и из буровых скважин, дало возможность точно установить вмещающую породу.

Кроме этих эффузивных пород найдены были также следующие интрузивные породы. В $^1/_2$ км от месторождения в делювии найден сиенит типа Таштагольского, а в шурфах горы, содержащей руду, на высоте 100 м встречается габбро.

Эти породы описываются мною отдельно. [1]

Основная масса порфиритовой разности эффузивов темносерого цвета с фенокристаллами полевого шпата, белого цвета, размером 0.3—0,4 см. В выветрелых участках они принимают зеленоватый оттенок, который характерен также для плагиоклазов сиенитовых пород описываемого района. От степени выветрелости зависит интенсивность зеленой окраски плагиоклазовых зерен.

В препарате основная масса породы состоит из тонкокристаллических, часто вытянутых без определенной формы листков полевого шпата, водяно-прозрачного цвета, имеющих микротиновый характер.

В состав основной массы входят калиевые и натровые полевые шпаты. У первых из них показатель преломления меньше, чем у канадского бальзама, а у второго ≧ канадского бальзама. В основной массе имеются отдельные маленькие участки, окрашенные окисью железа, внутри которых расположены плеохроирующие зерна хлорита с низким двойным лучепреломлением, приблизительно = 0,001 (пеннин). Такой же пеннин заполняет трещинки в породе, проходящие через весь шлиф.

Порфировыми выделениями являются плагиоклаз—альбит с тонкообразованной полисинтетической структурой, слегка серицитизированный во внутренней части.

Также встречаются апатит и циркон, в виде столбчатых зерен, распределенных по всей породе.

Цветные минералы разложены, видны только псевдоморфозы хлорита по их кристаллам и выделившийся рудный минерал. Помимо черного рудного минерала имеются кровяно-красные кристаллики железного блеска.

Между рудными телами встречаются апофизы сиенита, проникшие в древние эффузивы. Вероятно эти места явились более слабыми местами, куда проникли железистые растворы и образовывали рудные скопления.

Основная масса полнокристаллическая, серофиолетового цвета с выделениями крупных белых, с розоватым оттенком, зерен полевого шпата. Они трещиноваты и эти трещинки заполнены окисью железа. Размер полевошпатовых зерен достигает 0.5—0.8 см.

---

[1] Кашкай Мир-Али. Труды Петрографического ин-та Академии Наук СССР, Вып. V, 1934 г. В печати.

Под микроскопом главной составной частью породы являются: ортоклаз, плагиоклаз и разрушенные цветные минералы. Плагиоклазы изменены сильнее, чем ортоклазы, но в них все-таки можно наблюдать полисинтетическую структуру.

Цветные минералы разрушены и видна неправильной формы железисто-зеленая (хлоритовая) масса.

Присутствует также в небольшом количестве апатит.

Скарнированные породы представлены гранатово-рудным пироксеновым и гранато-эпидотовым скарнами.

Макроскопически в первом видны руда черного цвета с металлическим блеском и гранат восково-желтого цвета, равномерно перемешанный с рудой, а второй имеет темнозеленый оттенок.

Под микроскопом бесцветные гранатовые зерна вследствие большого давления трещиноваты, и эти трещины заполнены едва просвечивающей мутью или же кальцитом. Зерна его испещрены замещающими минералами (эпидотом, кальцитом или же кварцем), которые очень плотно прижаты друг к другу.

Коэфициент преломления граната в иммерзионной жидкости, определенный в шлифе после растворения канадского бальзама в ксилоле $= 1{,}731 < n < 1{,}751$,—соответствует гроссуляру.

Эпидот, помимо хорошо образованных больших кристаллов, встречается в виде аггрегатов мелких зерен. Он, так же как и в Шерегешевском месторождении, двух генераций: как скарновый минерал и как продукт гидрохимического замещения.

Скаполит расположен между рудным минералом и гранатом, встречающимся совместно с эпидотом и кальцитом. Он имеет вытянутые, иногда изогнутые, веерообразной формы, неравномерно погасающие, зерна.

В шлифе скаполит бесцветный, оптический характер его отрицательный и одноосный (осность проверена на Федоровском столике); знак главной зоны кристалла (—). Двойное лучепреломление, определенное компенсатором Берека $= 0{,}012$.

Кальцит—как макро, так и микроскопически аналогичен кальциту Шерегешевского месторождения, но здесь находится в большом количестве и пропитывает боковые породы.

Хлорит зеленоватого цвета, ведет себя как изотропный минерал — с двойным лучепреломлением $= 0{,}001$, отвечающим пеннину. Он часто располагается между гранатовыми зернами и является продуктом изменения его.

Пироксен бесцветный с углом погасания 38°, относится к диопсиду.

Первыми скарновыми минералами в Шалымском месторождении были гранат и диопсид, затем появился эпидот и скаполит. Присутствие последнего указывает на некоторую насыщенность эманациями хлористых соединений. После этих скарновых минералов отлагается железная руда. К последней фазе эманационной деятельности месторождения относится

образование сульфидов, состоящих, главным образом, из пирита и в меньшей мере халькопирита.

Анализ гранатовой породы, содержащей в большом количестве гранат, исполнен В. А. Молевой. № 253.

SiO_2	32.68
TiO_2	0.36
Al_2O_3	14.30
Fe_2O_3	15.56
FeO	6.99
MnO	1.12
MgO	1.73
CaO	25.86
Na_2O	0.08
K_2O	0.07
H_2O — 110°	0.20
H_2O + 110°	1.19
	100.14

Гранат соответствует гроссуляр-андрадиту.

ТАШТАГОЛЬСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

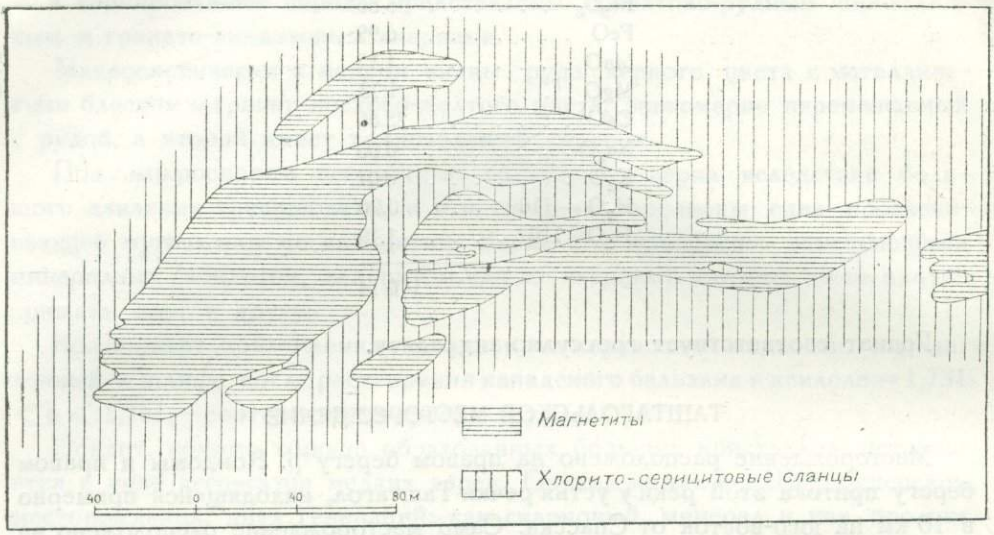
Месторождение расположено на правом берегу р. Кондомы и правом берегу притока этой реки у устья речки Таштагол, находящейся примерно в 10 км на юго-восток от Спасска. Само месторождение расположено на отроге высокой горы, возвышающейся на левом берегу и сложенной из кератофира и его туфа. На склоне этой горы обнажается мощная кварцевая жила. Месторождение было указано охотником Скворцовым в 1931 г. в гальках; после чего произведена была магнитометрическая съемка, а затем уже с ноября месяца начата была детальная промышленная разведка.

Месторождение представлено выходами на поверхность двух штоков: фасад первого штока, находящегося в северо-восточной части месторождения у скв. № 4 (см. план поверх. разведки), имеет 20 м высоты и 12 м ширины. Выступает он на поверхность в виде выдвинутой скалы. Второй шток небольшой; расположен на противоположном склоне горы в котором заключена руда. Между этими выходами, которые являются, эпицентрами с напряжениями, колеблющимися в пределах 4,5 Н, прослеживается в делювии обломочный магнетит. Ниже по склону горы обнажаются хлорит-серицитовые сланцы, которые являются покрышкой рудного тела. На глубине вмещающей породой является сиенит.

Расположение и формы рудных (см. фиг. № 7) линз выдерживают такой же характер, который является общим для всех месторождений Кондомской группы.

Магнетит сильно мартитизирован, имеет сложную текстуру. На поверхности руда ноздреватая и содержит большое количество пустот. Эти

пустоты заполнены щетками кварца и небольшим количеством гематита (см. фиг.), присутствие которых обусловлено отложениями гидротермальных выделений. Окварцевание, повидимому, произошло после того, как в рудном теле, вследствие динамометаморфизма, появились трещины и во время гидротермального процесса, возможно связанного с Пустагской интрузией, привнесен был материал, который, проникая в пустоты, дал тонкие жилы или же щетки кварца в руде.



Фиг. 7. Рудные тела Таштагольского месторождения

Магнетит (мартит) мелкозернистый. Отдельные зерна его иногда заметны простым глазом. Зернистость сравнительно крупнее, чем в Шалымской и Шерегешевской рудах, но имеются участки весьма плотные. Под микроскопом видны жилки, заполненные кальцитом с ясными трещинами спайности в обоих направлениях по ромбоэдру, которые также пересекают жилки эпидота.

Магнетит против употребленных реактивов весьма устойчив. В особенности эта устойчивость обнаруживается на периферии магнетитового (мартитового) зерна. Мартит или полностью замещает магнетит, образуя таким образом псевдоморфозы по магнетиту, или обхватывает магнетитовые зерна в виде толстой каемки. При такой мартитизации более светлые, чем магнетит, иголочки гематита располагаются перпендикулярно к изометрическим зернам магнетит-мартита. Большею частью они находятся в стыках рудного минерала с нерудным или же располагаются внутри последнего.

При косом свете гематит обладает кровяно-красным внутренним рефлексом.

Амплитуда колебания величины зерна магнетита изменяется в пределах 0.05 – 0.3 мм.

В южной части рудного тела, совместно с эпидотом, кальцитом, кварцем, медною зеленью, появляется гидрогематит с колломорфной метаколлоидной структурой, выпавший из коллоидального состояния при гидролизе полуторных окислов. Трещины в руде часто окрашены гидроокисью железа, в меньшей же мере они заполняются лимонитом или же землистогрязной массой, окрашенной железом. Иногда эти трещины (0.03—0.04) образуют нитевидную структуру.

Лимонит обладает бурожелтым рефлексом. Из сульфидов пирит и халькопирит Таштагольского месторождения играют подчиненную роль. Ввиду незначительного их содержания в руде, описание их отдельно не представляет особенного интереса.

Для изучения геохимически связанных комплексов элементов с близкими ионными радиусами (Fe'', Fe''', Ti, V) нами были произведены анализы из рудных колонок, взятых систематически из разных глубин.

Прослеживая по анализам руды, характеризующие определенные горизонты, взятые приблизительно на одинаковом расстоянии по глубине, мы наталкиваемся на интересную закономерность, которую нужно было бы ожидать. В ниже приведенной таблице увеличение процентного содержания в руде FeO и при этом уменьшение Fe_2O_3 позволяет сохра-

Таблица 3

Таблица анализов Таштагольской руды.[1]

Скважина № 1а (16)	FeO	Fe_2O_3	TiO_2	V_2O_5	MnO	S
Со штока (1 эпицентр) около 4-й скв. (№ 510)[2]	5.22	90.00	0.06	—	0.17	—
Гл. 58.63 м	12.44	75.28	0.02	сл.	0.15	0.15
Гл. 86.15 м	16.58	65.00	0.03	—	0.26	0.09
Гл. 100.30 м	22.80	61.34	0.05	—	0.22	0.15
Гл. 111 м[2]	16.03	47.80	0.08	0.03	0.41	0.14

Скважина № 4	FeO		TiO_2	MnO	V_2O_5	S
Руды с поверхн.	6.08	62.20	сл.	0.12	—	—
Гл. 68,5 м (№ 46)	6.63	59.03	сл.	0.08	—	0.09
Гл. 77.96 м (№ 47)	4.98	61.00	0.02	0.14	—	0.27
Гл. 85 м (48)	2.76	88.00	следы	01.5	—	—

[1] Первый анализ произведен мною, а остальные В. А. Молевой.

[2] Проанализирована не чистая руда, при этом отношение FeO к Fe_2O_3, как видно из анализа, остается большим, чем в предыдущих анализах.

нить название магнетита-мартита за этой рудой. Такое название употребляется чисто условно, так как химический состав руды, отвечающий этому именно промежуточному состоянию, позволяет это, но минерографические исследования руд в отраженном свете говорят за необходимость резко разграничить эти два понятия, где в центральной части сохраняется розовый магнетит, а по краям светлая мартитовая каемка. Из произведенных Glocker'ом [1] рентгенографических исследований магнетита и гематита выясняется, что промежуточного окисла между обоими этими соединениями не существует. Промежуточные образования FeO — 1.39 (взятые из препарата) представляют собой механическую смесь Fe_2O_3 и Fe_3O_4.

Произведенный мною полный анализ дает следующий результат (№ 510). [2]

SiO_2	0.90
TiO_2	0.60
Al_2O_3	0.76
Fe_2O_3	90.00
FeO	5.22
MnO	0.17
MgO	0.27
GaO	0.15
BaO	—
Na_2O	—
K_2O	—
$H_2O - 110^\circ$	0.19
$H_2O + 110^\circ$	1.74
P_2O_5	0.23
Сумма	100.23

Количество SiO_2 может быть отнесено к кварцу, которым богата на поверхности руда. В прозрачных шлифах из руд наблюдается глинистое вещество в виде землистой массы, окрашенной гидроокисью железа.

Уменьшение FeO против Fe_2O_3 также объясняется и морфологическими особенностями в участке штока (1-го эпицентра) около 4-й скважины. В этом участке вероятно проходит линия тектонического нарушения и этот шток является выдвинутым последующими тектоническими движениями, а изменение химического состава руды в этом районе может быть объяснено как результат изменения при этих процессах положения рудного тела и возникновение трещиноватости, по которой имели возможность проникать катагенные агенты.

Пониженное количество TiO_2 и MnO в анализах образцов с поверхности объясняется миграцией этих легко подвижных элементов на периферической части рудного тела, что подтверждается пропитанными вадом и пиролюзитом сланцами вблизи рудного штока и 4-й скважины.

---

[1] Р. Глоккер. Рентгеновские лучи и испытание материалов. 1932, стр. 164 (перевод с немецкого).

[2] При анализе отбирался чистый магнетит.

СКАРНОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Вмещающей породой Таштагольского месторождения является сиенит. Он с северовосточной и южной части рудных линз вскрыт детальной разведкой, а с 3-ей стороны в качестве покрышки обнажаются хлоритосерицитовые сланцы, в которые выдвинуты были рудные штоки. В этих сланцах также вскрыты апофизы сиенита.

Ближе к земной поверхности в виде корки сиенит милонитизирован.

Скарнированные же породы встречались в южной части месторождения в двух местах. В одном чисто эпидотовый скарн с железным блеском, кварцем, кальцитом, с малахитовым налетом на поверхности, в другой же точке гранато-эпидотовый скарн с цементирующими кварцем и кальцитом. Последний тип соответствует глубинным скарнам. Данное месторождение не особенно богато разнообразием скарновых минералов. Они представлены гранатом, эпидотом, кварцем, кальцитом и гидрогематитом.

Гранат бесцветный, загрязненный, с большим количеством трещин, образует мелкие округленные кристаллики в породе. Края его очень извилисты и сцементированы кварцем и кальцитом, которые присутствуют в породе в большом количестве. Коэфициент преломления, определенный в шлифе, $= 1{,}731 < n > 1{,}751$—соответствует гроссуляру. Аномалия и зональность отсутствуют.

Ввиду невозможности отделения граната от остальных скарновых минералов, был произведен анализ скарна, обогащенного гранатом. Химический состав его следующий:

SiO_2	43,15
Al_2O_3	15,02
TiO_2	0,15
FeO	1,38
Fe_2O_3	21,31
CaO	17,32
MgO	0,05
K_2O	0,51
Na_2O	0,31
MnO	1,05
W	нет
S	0,25
H_2O_{110}	0,20
H_2O_{+110}	1,21

Эпидот интенсивно окрашен в лимонножелтый цвет, отвечающий железистым эпидотам, с супернормальной интерференционной окраской; ясный плеохроизм от бесцветного до лимонножелтого. По отношению к кварцу он располагается в виде идиоморфных кристаллов и выделился вторым после граната.

Кварц и кальцит почти одновременно образованы и являются третьей группой по последовательности выделения скарновыми минералами. Они образуют большие аллотриоморфные кристаллы, а также заполняют трещины в породе.

Последним выделившимся минералом является гидрогематит, образующий причудливой формы кристаллы, заканчивающиеся иглами.

Хлорит (пеннин) констатирован в скарнах только микроскопически — в виде чешуек зеленоватого цвета. Плеохроизм по направлению трещин спайности светложелтый, а в $\perp$ направлении ярко зеленый. Попадаются иногда лучистые аггрегаты, располагающиеся в виде сферолитов, с высокими интерференционными цветами. Двупреломление низкое (0.001); ведет себя как изотропный минерал. Он является продуктом изменения гранато-эпидотовых минералов.

КОЧУРИНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Кочуринское месторождение находится в 4 км от устья р. Шалыма, в верховьях р. Кочуры, впадающей в р. Кондому слева. Месторождение расположено на трех довольно высоких горах, образующих долину, в которой протекает речка Кочура. Оно составлено из 6 штоков, удаленных друг от друга на 2, 3 и 5 км.

Формы рудных линз (фиг. № 8) также вытянуты, как и во всех остальных месторождениях, но с той разницей, что оконтуренные линзы во всех штоках маломощны и варьируют в пределах от 1 м до 10 м, редко доходят в разбухающих местах до 15 м. Каждый отдельный шток состоит из многочисленных маленьких линзочек, которые, соединяясь, раздваиваясь или же переплетаясь, дают тип веточек.

Руда находится под небольшим наносом или же под тонким в 4—5 м слоем серицито-хлоритового сланца. Последний является на поверхности вмещающей породой, он же на глубине 45 м, судя по профилю наклонной скважины под углом 50^0— № 1 первого штока, — сменяется изверженной породой, затем уже на глубине примерно 110 м появляется в виде более плотной, спрессованной породы, обладающей параллельной сланцеватостью, с включениями сульфидов, кальцита и кварца.

Руда после образования подверглась большому давлению, которое подтверждается многочисленными трещинами, идущими в одном направлении. Ввиду того, что эти трещины обнаружены нами в кернах после того, как они уже сняты с рудной колонки, установить ориентировку направления не представляется возможным.

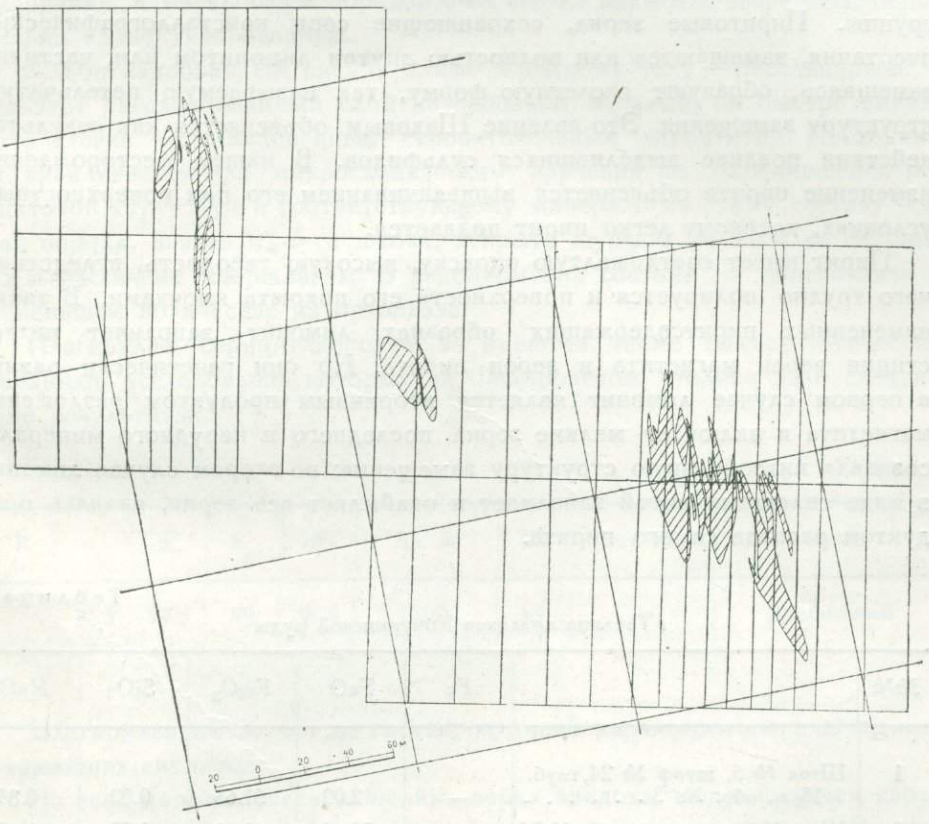
В Кочуринском месторождении имело место также большое выделение сульфидов, главным образом, пирита, а также в незначительном количестве халькопирита. Этим отличается в особенности небольшой 4-й шток, в котором выделение сульфидов происходило больше, чем в остальных штоках.

В окисленной зоне гематит прорезается тонкими жилками — от 1 мм до 15 мм — железной слюдки (обр. № 46). В руде наблюдаются также плоскости скольжения.

6-й шток имеет несколько иной характер. Породы в этом штоке сильно изменены, а также изменен характер рудного тела.

Руда 1-го штока сильнее изменена, чем в остальных штоках: окисленная зона представлена гематитом.

Под микроскопом магнетит и гематит имеют зернистую структуру. Они представлены большею частью изометрическими зернами или же в виде пластинок или лейст. Интерстиции заполнены в окисленной зоне продуктами распада, которые окрашены гидроокисью железа и лимонитом.



Фиг. 8. Разведочный план Кочуринского месторождения

В глубину количество гематита уменьшается и руда переходит в чистый магнетит. При травлении HCl дает отрицательные результаты; концентрированная оказывает едва заметное действие и то на внутренние зоны. Внешняя кайма более устойчива. Также удовлетворительные результаты получаются при действии $SnCl_2$ в HCl. Пары HCl действуют медленно.

Магнетитовые зерна, как и в Таштагольском месторождении, в периферической части переходят в мартит. Последний весьма устойчив по отношению к обычным реактивам.

Порошок гематита в косом освещении красного цвета. Обладает характерным кровавокрасным рефлексом.

Железный блеск располагается в трещинках тонкими листочками или же вытянутыми пластинками. Между гематитом и железным блеском располагается тонким слоем лимонит. Непосредственного стыка этих минералов не замечается.

В общей массе железистых минералов выделяются прекрасно образованные кристаллы реликтовой структуры — пирита.

Точно такое же зерно пирита описано Шаховым в рудах Тельбесской группы. Пиритовые зерна, сохраняющие свои кристаллографические очертания, замещаются или полностью внутри лимонитом или, частично замещаясь, образуют скелетную форму, так называемую петельчатую структуру замещения. Это явление Шаховым объясняется как результат действия позднее выделившихся сульфидов. В нашем месторождении изменение пирита объясняется выщелачиванием его при поверхностных условиях, которому легко пирит поддается.

Пирит имеет светложелтую окраску, высокую твердость, вследствие чего трудно полируется и поверхность его покрыта ямочками. В таких измененных пиритсодержащих образцах лимонит заполняет интерстиции зерен магнетита и зерен пирита. Но они генетически разны: в первом случае лимонит является вторичным продуктом разложения магнетита и включает мелкие зерна последнего и нерудного минерала, создавая нитеобразную структуру замещения; во втором случае лимонит в виде сплошных нитей заполняет и окаймляет все зерно, являясь продуктом распада самого пирита.

Таблица 4

Таблица анализов Кочуринской руды

№№		Fe	FeO	Fe_2O_3	SiO_2	MnO
1	Шток № 5, шурф № 24, глуб. 15 м, обр. № 3	—	12.02	51.65	0.02	0.84
2	Шток № 6, из канавы, обр. № 24	—	22.66	69.50	0.02	0.12
3	Анализы взяты из лаборатории Сталинского металлургического завода	65.91	1 13	92.90	—	—
4		65.03	1.04	92.10	—	—

Лимонит обладает оранжевокрасным внутренним рефлексом, с обычным для него отражательным эффектом.

Боковые породы Кочуринского месторождения, повидимому, не подверглись скарнированию, так как в них совершенно отсутствуют такие высокотемпературные минералы, как гранат и пироксен.

В этом месторождении исключение составляет 6-й шток, находящийся ближе к Таштагольскому месторождению и вероятно соответствующий зоне раздробления. Здесь можно наблюдать сильное изменение и смену

цветов пород, в которых обнаруживаются актинолитовая роговая обманка, эпидот, кальцит, кварц, хлорит.

Установить вмещающую породу этого месторождения, за скудостью материала, находящегося в нашем распоряжении, не удалось. Но материал, собранный из глубоких шурфов и канав, позволяет высказать предположение, что вмещающей породой все-таки же является альбитизированный сиенит, кальцитизированный последующими действиями рудообразования, а вмещающей породой 6-го штока являются эффузивы, также сильно кальцитизированные.

Альбитизированный сиенит ближе к рудному телу — рассланцован.

Этот рассланцованный слой не особенно мощный, он быстро сменяется слегка рассланцованным сероватозеленым альбититом. Последний устанавливается при микроскопическим изучении по сохранившейся реликтовой структуре и соответствующему минералогическому составу. Такая порода, взятая из 5-го штока, вскрыта шурфом № 24 и на глубине 15 м рассечена квершлагом. В основном она состоит из плагиоклаза и в меньшем количестве из ортоклаза.

Плагиоклаз серицитизирован, но имеются также полисинтетические двойники, исследование которых на Федоровском столике дало следующие результаты:

Таблица 5

B	n_g	n_m	n_p	nPl	Дв. ш.	2V	опт. зн.	Закон
	14.5	74.5	89	№ 6	(010)	84	+	Альбитовый

Плагиоклаз имеет тот же состав, который характерен для плагиоклаза ближайших сиенитов.

По всей породе рассеяны мелкие зерна эпидота, выделяющиеся своей супернормальной интерференционной окраской и плеохроизмом. Рудный минерал и столбики апатита неравномерно рассеяны в породе. В небольшом количестве присутствует хлорит слабозеленого цвета. В рассланцованных же разностях альбититовой породы хлорит относится к пеннину — он имеет низкое двойное лучепреломление; в таких разностях рудный минерал сильно раздроблен.

Порода из 6-го штока, исследованная под микроскопом, имеет мелкокристаллическую основную массу, в которой видны: порфировые выделения вытянутых идиоморфных кристаллов актинолитовой роговой обманки; в породе в большом количестве рассеяны небольшие зерна эпидота, полевого шпата и кровянокрасного гематита.

В препарате видно, как кальцит прорезывает породу тонкими жилочками и располагается также в трещинках и стыках минералов. Некото-

рые имеющиеся большие кристаллы кальцита деформированы и приняли вид изогнутых кристаллов.

Рудный минерал сильно раздроблен.

Такой тип месторождения очень редок, имеет сходство с Абаканскими железорудными месторождениями, описанными Ю. А. Кузнецовым, но возможно отличается генетически.

Кальцитизация здесь относится к более позднему времени, чем рудообразование, так как кальцитом заполняются трещинки в руде. На прилагаемой микрофотографии видно, как трещинка в руде, заполненная кальцитом, доходя до сланца, прерывается и далее в сланец не проходит, повидимому это указывает на то, что процесс кальцитизации сопровождался тектоническими движениями и начался раньше последних.

После образования руды, последующими действиями складкообразования, сланцы выдвинуты на поверхность. Наблюдается: рассланцованность руды в непосредственном контакте с изверженной породой, отсутствие скарнов и зеркала скольжений в руде.

ХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУД И ОБРАЗОВАНИЕ МАРГАНЦОВЫХ СОЕДИНЕНИЙ

Анализы руд, характеризующих разные глубины железорудных месторождений Кондомской группы, показывают, что ближе к поверхности процентное отношение содержания окислов TiO_2 и MnO уменьшается.

Такое явление может быть объяснено миграцией этих элементов из руды под влиянием позднейших энергичных воздействий гранитной интрузии и гидрохимическими процессами, вызвавшими окисление руд.

На поверхности, в особенности, процентное содержание MnO в руде резко понижается.

Если принять во внимание, что содержание MnO в рудах всех месторождений было одинаковое, то выясняется, что небольшое содержание MnO в руде Таштагольского месторождения, по сравнению с Шерегешевской рудой, и вообще уменьшение ближе к поверхности количества MnO и TiO_2 является результатом выноса этих окислов.

Марганцовые соединения, в виде вада или пиролюзита, аккумулируются в контактах, пропитывая и проникая в боковые сланцы в Таштагольском месторождении, окрашивая поверхностные глины в Кочуринском и в Шерегешевском месторождениях.

Анализ такой глины из Кочуринского месторождения, произведенный в полевой обстановке, показал 13% MnO, а из Шерегешевского месторождения 20%.

Анализ этой же глины из Кочуринского месторождения, исполненный в Геохимическом институте Академии Наук СССР Н. Д. Синдеевой, дал следующие результаты: MnO—14,52%.

В Таштагольском месторождении марганцовые соединения были встречены в северном контакте рудного тела, прослежены на 400 м. по контакту; в Кочуринском месторождении на 5-ом штоке, опять же на контакте в виде пластообразной сажи в ш. № 24; в Шерегешевском месторождении во 2-ом участке встречается также в контакте в ряде шурфов, в виде сажистой глины.

Относительно площади распространения и рентабельности марганцовых соединений в данный момент в связи с малоисследованностью месторождений, именно с этой точки зрения, трудно что-нибудь сказать, необходимы специальные исследования, в особенности контактов руд с вмещающими породами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Кузнецов, Ю. А. Об интрузиях Кузнецкого Алатау и их рудоносности. Вестн. Зап.-Сиб. геол. разв. треста, Вып. 3—4. Томск, 1932.

Усов, М. А. Геологическое строение и запасы железных руд Тельбесского района. Матер. по изучению Сибири, т. 1, Томск, 1930.

Кузьмин, А. М. Материалы к стратиграфии и тектонике Кузнецкого Алатау, Салаира, Кузнецкого бассейна. Изв. Сиб. отд. Геол. ком., т. VII, вып. 2, Томск, 1928.

Кузьмин, А. М. Полезные ископаемые Горно-Шорского края. Вестн. Зап.-Сиб. геол. разв. управл., № 1, Томск, 1931.

Васильев, А. А. Железорудные ресурсы Зап. Сиб. края и состояние работ по их изучению. Вестн. Зап.-Сиб. геол. разв. упр., № 1, Томск, 1931.

Баженов, И. К. Предварительный отчет о геол. исслед. 1925 в юго-зап. Саянах. Изв. Сиб. отд. Геол. ком., т. VI, вып. 1, Томск.

Пятницкая, П. В. Геологическое описание Горной Шории — Североспасский планшет 52° 41'—53 с. ш. 87° 30' —88 в. д.

Кюз, А. К. Краткий отчет об исследованиях 1931 г. в верхнем течении р. Кондомы и ее притоков.

Лебедев, П. И. Основные задачи геохимических исследований Кузнецкого Алатау, Москва — Ленинград, Госуд. Экон. изд. 1932.

John W. Gruner. Magnetite — Martite — Hematite. Economic geology, vol. XVI, 1926, № 4

Заварицкий, А. Н. Гора Магнитная и ее месторождение железных руд. Вып. 1. Текст. Часть 3, стр. 519.

Полканов, А. А. Метаморфизм горных пород. Л. 1931.

Левинсон-Лессинг, Ф. Ю. Петрография, 1931.

Р. Глоккер. Рентгеновские лучи и испытания материалов. 1932.

Григорьев. Исследование Алтайских руд в отраженном свете. Изв. Геол. ком. 1927. Вып. 70. Ленинград.

Григорьев, Структура минеральных сростаний в рудах. Зап. Росс. Мин. общ. Серия 2, часть 37. 1928.

S. Larsen. The Microscopic Determination of the Nonopaque Minerals. Washington. 1921.

Булынников, А. А. Состычульский золоторудный участок.

Schneiderhöhn H. und Ramdohr P. Lehrbuch der Erzmikroskopie, 2 Band. Berlin, 1931.

W. M. Davi and M. Farham. Microscopic Examination of the Ore minerals, London, 1920.

Абрамов Ф. И. Микроскопическое исследование руд в отраженном свете. Ленинград, 1930.

Шахов. Ф. Н. Ассоциация рудных минералов в железорудных месторождениях Тельбесского района. Изв. Зап.-Сиб. отд. Геол. ком., т. X, вып. 4.

Ehrenberg H. Orientierte Verwachsungen von Magnetkies und Pentlandit. Ztschr. f. Krist. Bd. 82, H. 3/4, 1932.

Обручев В. А. Рудные месторождения.

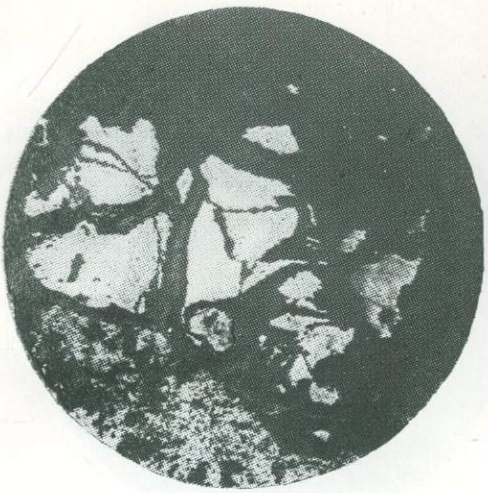
Berg G. Uber den Begriff der Rejuvenation und seine Bedeutung für die Beurteilung von Mineralparagenesen. Ztschr. f. prakt. Geol., 2, Berlin, 1928.

Кузнецов Ю. А. Геологическое строение Абаканского железорудного месторождения. Изв. Зап.-Сиб. отд. Геол. ком., т. VIII, вып. 3.

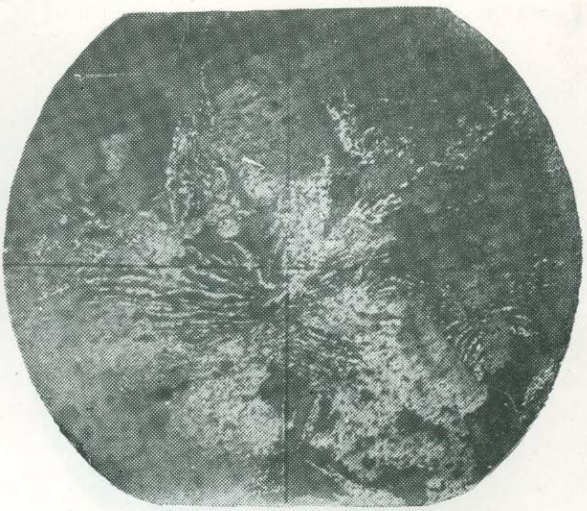
Чураков А. Н. Очерки по геологии Сибири. Кузнецкий Алатау. Ленинград, 1932.

Кашкай. Мир-Али. Труды Петрографического ин-та Академии Наук СССР. Вып. 5, 1934 г.

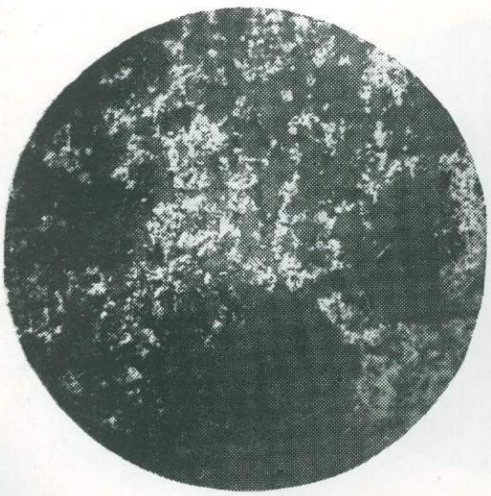
Мир-Али Кашкай. К минералогии рудных процессов Кондомской группы железорудных месторождений



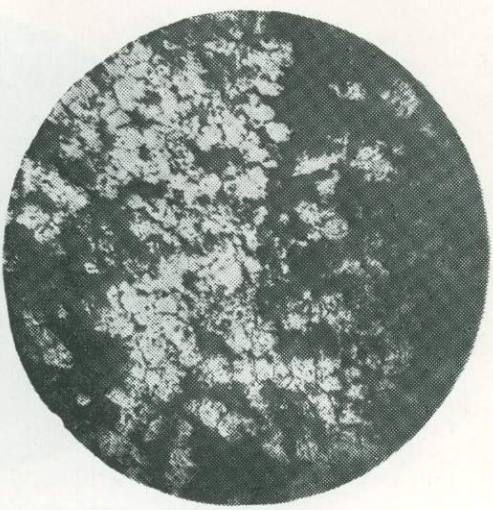
Микроф. 1. Разъедание лимонита; эвгедральные зерна пирита в трещинках магнетита



Микроф. 2. Гидрогематит с коллоформной метаколлоидной структурой



Микроф. 3. Мартитизация магнетита; видны иглы мартита, направленные ⊥ к поверхности изометрических зерен

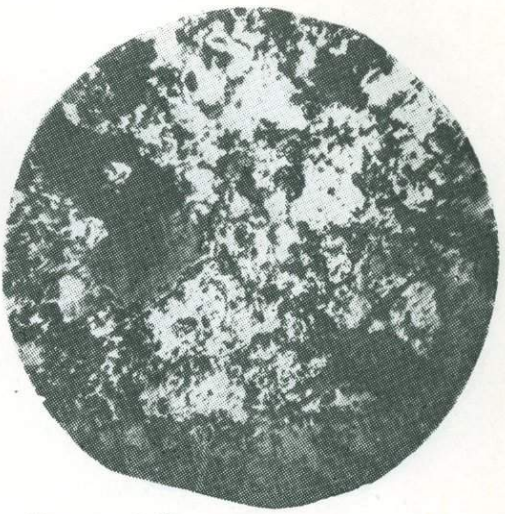


Микроф 4. Зернистый магнетит

Мир-Али Кашкай. К минералогии рудных процессов Кондомской группы железорудных месторождений



Микроф. 5. Превращение халькопирита в борнит. Светлые отдельные точки внутри зерна—халькопириты



Микроф. 6. Пирит и магнетит в проходящем свете



Микроф. 7. Совершенная спайность по призме 110 в диопсиде

СИНДЕЕВА Н. Д.

ВЫНОС МАРГАНЦА ИЗ ЖЕЛЕЗОРУДНОГО КОМПЛЕКСА

Во время полевых работ 1932 г. Алтайско-Кузнецкой экспедиции Академии Наук СССР, в районе вскрытых железорудных месторождений Кондомской группы, обращали на себя внимание марганцовые образования, приуроченные к области контактов рудного тела с вмещающими породами. Руда, представленная главным образом плотным магнетитом, содержит в своем составе довольно значительное количество марганца, содержание которого в отдельных образцах достигает 2%. Химические анализы дали [1] следующее процентное содержание марганца в магнетите:

Шерегеш	MnO	Кочура	MnO	Таштагол	MnO
Обр. 104	0.68	Обр. 13	0.84	Обр. 47	0.14
„ 105	1.25	— 24	0.12	„ 48	0.15
„ 110	1.44			с глуб. 86.15 м	0.26
„ —	1.78			с глуб. 100.30	0.22

При минералографической обработке шлифов марганцовых минералов не обнаружено. Отсюда можно сделать тот вывод, что марганец в двухвалентной форме (единственно устойчивой в магматических условиях) изоморфно замещает закисное железо в магнетите.

Контакты рудных тел месторождений Таштагол, Шерегеш окружены как бы каймой из скоплений марганцовых минералов, представляющих собою черные аморфные образования — вады. Двуокислы марганца пропитывают оруденелые скарны (1.8% MnO) и тянутся в сторону от контактов иногда на значительное расстояние. Образование таких каемок

[1] Анализы произведены В. А. Молевой в полевой лаборатории экспедиции.

объясняется тем, что в зоне выветривания марганец переходит в четырехвалентную форму, окисляясь за счет активного кислорода — „озона или перекиси водорода, которые образуются под влиянием радиоактивных процессов, электрических разрядов и биогенных процессов. Маловероятно, чтобы атмосферный кислород даже в водном растворе окислял соединения двухвалентного марганца при обыкновенной температуре" — по В. И. Вернадскому.[1]

Однако, вероятно, что окисление может итти за счет кислорода воздуха (белый гидрат закиси марганца быстро окисляется на воздухе, образуя марганцоватистокислую соль закиси марганца).

$$Mn'' + 2(OH') \rightarrow Mn(OH)_2$$

$$Mn(OH)_2 + O = Mn \begin{matrix} = O \\ -OH \end{matrix}$$

На месторождении Таштагол марганец в четырехвалентной форме[2] отделяется от магнетита в виде черного марающего руки вада, скопляется на контактах рудного тела и выносится дальше по плоскостям сланцеватости вмещающих хлоритовых сланцев кембро-силлурийского возраста.

Такие выносы MnO_2 окружают все рудное тело и прослежены до 400 м в сторону от контакта. Вады, скопляющиеся на контактах рудного тела, — коллоидальны и химически довольно разнообразны (содержание SiO_2 колеблется от 5.18 до 33%, содержание Al_2O_3 от 19 до 29%, MnO от 14 до 22%). Вады адсорбируют катионы Ca, Mg; Cu, Ba, Co, Ni, Li, As). Анализ марганцовых образований с Кочуринского месторождения дает следующие результаты:

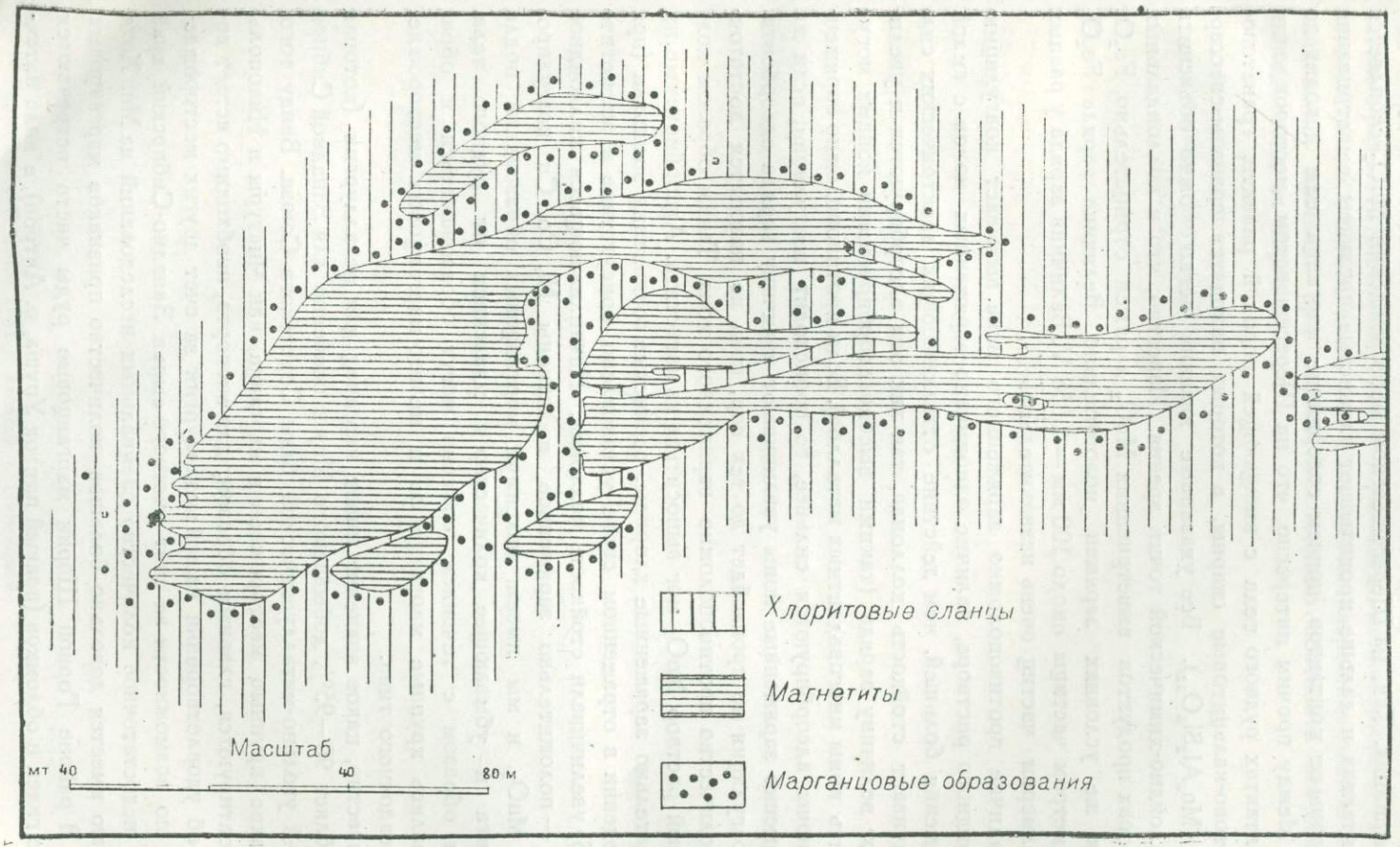
SiO_2	27.32%
Al_2O_3	29.34
Fe_2O_3	3.20
TiO_2	нет
MnO	14.52
CaO	2.88
MgO	18.60
CuO	4.18
	100.04%

Кроме того спектроскопически обнаружены кобальт, никкель и барий. На адсорбирующую способность MnO_2 указывает в своей работе Пылков,[3] где MnO_2 является прекрасным адсорбентом к иониЮ—изотопу

[1] В. И. Вернадский. Очерки геохимии.

[2] Валентность марганца определялась по способу Knorre, основанному на способности двуокислов разлагать щавелевую кислоту (Zeitschr. angew. Chem., 1901, H. 45).

[3] А. Н. Пылков. Избирательная адсорбционная способность двуокиси марганца к иониЮ. Журн. общ. химии, вып. 5, 1931 г.



Зона марганцовых выносов Таштагольского железорудного месторождения

тория. Совершенно аналогичное явление мы наблюдаем на других месторождениях. Так, на Шерегешевском месторождении MnO_2 скопляется на контактах и дальше пропитывает глинистые продукты выветривания в стороны от контактов, причем содержание марганца там доходит до 20%. Между прочим интересно, что на Шерегешевском месторождении на контактах рудного тела с вмещающей породой развиты гранатово-эпидотово-кальцитовые скарны, в которых находятся гранаты-спессартины ($Mn_3Al_2Si_3O_{12}$). Все указанные явления легко можно объяснить с коллоидно-химической точки зрения. Известно, что в коллоидальных растворах продуктов выветривания MnO_2 заряжен отрицательно, Fe_2O_3 в тех же условиях заряжен положительно. Величина заряда Fe_2O_3 с диаметром частицы около 100 мм = 1,058 V. Величина заряда у разных по размерам частиц очень незначительна.

Наличие противоположно заряженного иона вызывает коагуляцию коллоидного раствора, наличие одноименно заряженных ионов с силой притяжения большей, чем действие отталкивающих электрических сил, увеличивает стойкость коллоида, так как они адсорбируются и увеличивают величину заряда (такими высокоадсорбируемыми ионами могут служить ионы многовалентных металлов). Если противоположно заряженные ионы адсорбируются сильнее, то происходит коагуляция, если же одноименно заряженные ионы увеличивают величину заряда адсорбента, то коагуляция не произойдет до тех пор, пока не накопится достаточное количество противоположно заряженного иона. Таким образом коллоидный раствор MnO_2 мог выноситься из магнетита. Адсорбируемые им отрицательно заряженные хлориды, сернистые соединения мышьяка (при наблюдении в отраженном свете установлено присутствие в магнетите FeAsS) увеличивали стойкость коллоида. Накапливающееся коллоидное Fe_2O_3 — положительно заряженное и катионы Ni, Co, Cu коагулировали MnO_2, и мы имеем максимум марганцовых образований подле контакта и убывающее количество с удалением от рудного тела. Таким образом с течением времени могут образовываться и образовывались крупные марганцовые и железо-марганцовые месторождения осадочного типа.

Известно, какое значение имеет марганец для металлургии (которая потребляет 90—95% добываемого Mn) и особенно для Западной Сибири для 2-й угольно-металлургической базы Советского Союза. Ввиду того, что такие крупные месторождения марганца, как Чиатуры и Никополь, эксплоатируются, главным образом, для экспорта, необходимо встает вопрос об удовлетворении нашей металлургии за счет других месторождений и по возможности за счет местного сырья. Западно-Сибирский край имеет недостаточное количество специальных исследований на Mn. Хотя по краю имеется довольно большое количество признаков марганцовых руд. В районе Горной Шории марганцовые руды часто встречаются в виде галек и обломков (правый приток Уруша, р. Антроп), в виде натеч-

ных форм и желваков манганита и псиломелана, но нередки и более плотные разности чистой Mn руды — пиролюзита, мелкозернистого и плотного сложения.[1] Несомненно, для того, чтобы разрешить вопрос о промышленном значении руд района, необходимо поставить специальное исследование на марганец.

Геохимический институт
Академии Наук СССР
1932 г.

[1] Геологический отчет 1931 г. геолога т. Пятницкой.

Г. Д. АФАНАСЬЕВ

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В БАССЕЙНЕ РЕК БИИ, АНТРОПА и ИШИ, ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО КРАЯ

ВСТУПЛЕНИЕ

Работы Академии Наук по изучению железорудных месторождений Горной Шории, под руководством профессора П. И. Лебедева, начались в 1931 г. В летний сезон 1932 г. эти работы были расширены и ими были охвачены не только новые районы, но и новые объекты.

Этими новыми объектами являлись марганец и каолиновые глины. Петрографо-геохимическое изучение марганцовоносных пород и каолиновых глин — безусловно в меньшей степени связанных с магматической петрографией, чем железорудные месторождения — легло в основу работ Бийского отряда Алтайско-Кузнецкой петрографо-геохимической экспедиции.

По существующему в настоящее время административному делению нашими исследованиями были захвачены: Старо-Бардинский и Солтонский районы б. Бийского округа, Лебедской и Чойский аймаки Автономной Ойротской области.

Основные литературные данные по району нами были получены из работ Б. К. Поленова, С. А. Яковлева, М. А. Кузьмина. Считаю приятным долгом выразить благодарность администрации Бийского краевого музея в лице С. М. Сергеева и М. Н. Кочкина за предоставление возможности использования архивного литературного и картографического материала по Бийскому округу.

Надо отметить, что наряду с другими чисто природными трудностями в работе главную из трудностей представляло отсутствие сносного картографического материала.

Работать по десятиверстке издания 1923 г. нельзя рекомендовать вследствие неправильности названий географических и населенных пунктов, отсутствия на ней более половины последних, отсутствия ряда высотных отметок, характерных для данного района, и, наконец, несоответствия многих нанесенных рек истинному положению вещей.

Нами была использована карта десятиверстного масштаба, хранящаяся в Бийском краевом музее, отличающаяся в лучшую сторону лишь тем, что она имеет бо́льшее количество населенных пунктов.

СХЕМАТИЧЕСКАЯ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ КАРТА

восточной части б. Бийского округа

По работам Бийского отряда Алтайско-Кузнецкой Петрогра фо-Геохимической экспедиции А. Н. 1932 г.

Составил Афанасьев Г.Д

от Гринича 85°30' 86°0' 86°30' 87°0'

52°30'

Легенда

- Зона марганцового оруденения
- 41 Номера обнажений
- Постплиоценовые суглинки
- Белые глины, кварцевые пески третичного (посттретичного) возраста
- Песчаники и мергеля карбонового возраста
- Кислые порфириты
- Граниты
- Марганцовое оруденение
- Кварцито-известняковая толща Альг. возр. жильн. габбр. породы
- Кварцито-роговиковая толща Альг. возр.

Масштаб 10 5 0 10 20 км

Материалы по петрографии и геохимии Кузнецкого Алатау и Алтая, ч. I.

К общим недостаткам обеих карт надо отнести то, что часто современные названия деревень, заимок являются совершенно иначе звучащими, чем обозначения на карте. Что более соответствует истине, установить трудно, так как появившиеся за последние десятка два лет многие заимки, хутора и деревушки переселенцев селились часто близ одиноких старожилов и с течением времени, сохраняя первоначальное название места (часто имеющее татарский корень), придавали ему собственный оттенок.

Переходя к работе, надлежит отметить, помимо неудовлетворительности карт, также и следующие неблагоприятные условия: сильно дождливое лето, плохую обнаженность района, сильно расчлененный местами рельеф, к тому же представленный холмами — горами, покрытыми таежной растительностью. Работавшим в Сибири наверно знакомы исключительно неприятные особенности густой перепутанной хмелем травы, — в особенности для работ пешком.

ОРОГРАФИЯ И ГИДРОГРАФИЯ

Ряд ценных геоморфологических наблюдений по северной части района — правобережью р. Бии—имеется у Б. К. Поленова в работе „Геологическое описание Западной половины 15-го листа IX ряда геологической карты Томской губ.“, по орографии и гидрографии южной части — южнее долины р. Иши—имеется описание в работе С. А. Яковлева — „Геологическое описание 15-го листа X ряда десятиверстной карты Томской губ. (лист Улала)“. Слабее освещенной в отношении геоморфологического строения остается центральная часть района работ, заключающаяся в площади от левого берега р. Бии до правого берега р. Иши.

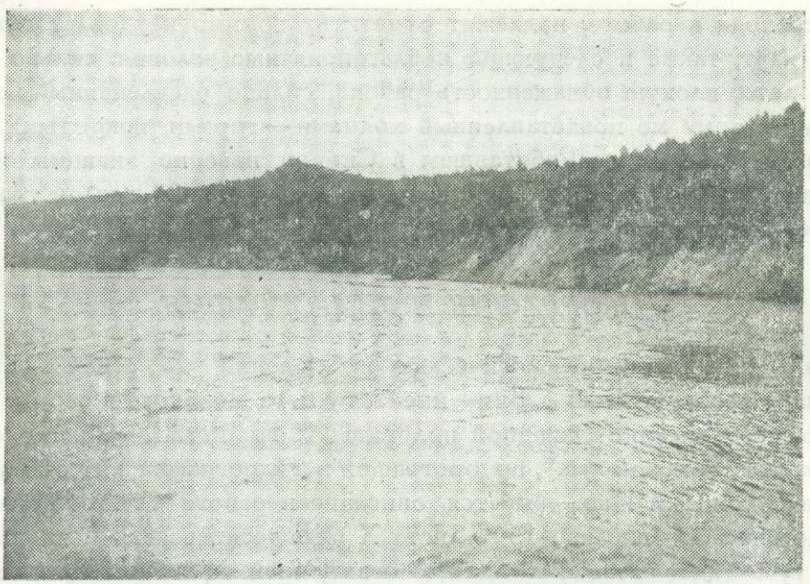
Главнейшей водной артерией исследованного района является р. Бия. Река Бия, начинаясь в горной части собственно Алтая, стремительно прорезает его предгорья и, довольно плавно несясь по степной части, соединяет недалеко от г. Бийска свои светлые воды с „молочными“ водами р. Катуни, давая начало одной из великих сибирских рек — р. Оби.

Районом наших работ течение р. Бии захватывается от аила Сурбашева до с. Ажинка включительно. На этом протяжении река Бия представляет сравнительно быстро текущую мощную реку с чрезвычайно чистой водой — последнее, несмотря на то, что она является горной. Чистота ее воды, повидимому, должна объясняться тем, что Телецкое озеро, откуда она вытекает, в сущности является отстойником для ее высокогорной части, следовательно главная масса смытого и взвешенного в воде материала остается в верховьях.

На всем этом протяжении от аила Сурбашева до с. Ажинка р. Бия имеет хорошо выработанную долину шириной в среднем около полкилометра. Если принять во внимание древнюю долину, от которой памят-

никами остались широкие террасы, главным образом, по левому берегу реки, то ширина долины, кочечно, сильно возрастет.

На исследованном протяжении р. Бия то несется широкой протокой сильно подмывая обычно крутой правый берег, создавая в некоторых местах, например близ дер. Босток, ряд высоких обрывов, по которым вьется тележная дорога, то растекается по широкой долине, образуя острова, старицы и мели.



Фиг. 1. Побережье р. Бии у с. Ажинка

Во всяком случае плотовщикам, которые гонят свой подчас громадный плот, надо хорошо знать все капризы реки, чтобы не разбиться о прибрежные скалы.

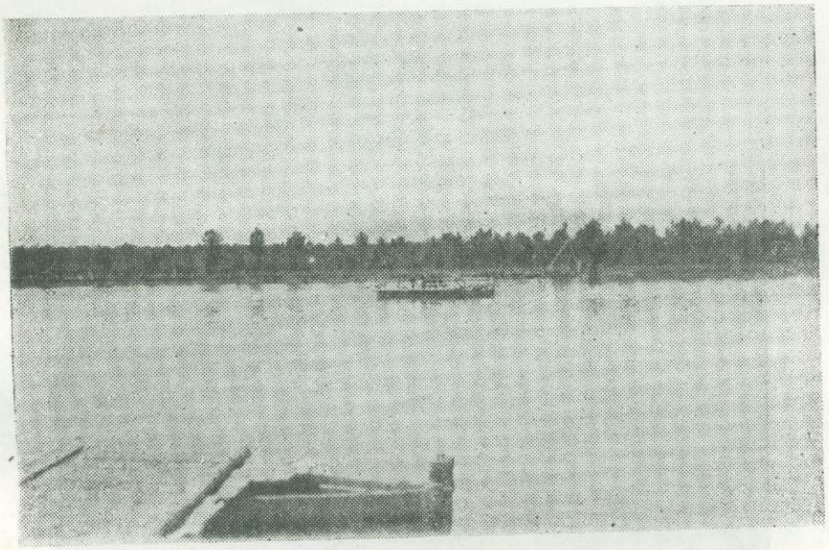
Река Бия имеет три хорошо выраженные террасы и верхний уступ коренного берега, тоже могущий быть названным террасой.

Самая молодая терраса высотой 1—2 м сложена песчано-глинистыми отложениями с прослойками хорошо окатанного галечника и торфянистыми образованиями.

Следующая терраса высотой до 15 м над уровнем реки сложена в одних участках (у с. Ажинка) бурыми глинами с галькой, переходящими в голубоватосерые глины, а в других, как, например, берег от аила Сапожкина до с. Куреево Озеро,—крупным, хорошо окатанным галечником, переходящим в валуны.

Наконец, третья терраса (с. Ажинка) представляет уступ в коренных породах высотой до 40—45 м над уровнем реки, в других случаях (выше с. Ажинки) на этой высоте, а также ниже, находим отложения песчано-глинистого характера, включающие громад-

ные, до 1 м, валуны, иногда исштрихованные; и, наконец, у того же с. Сапожкин аил, а также и на левом берегу можно наблюдать, что третья терраса сложена хорошо окатанным крупным галечником, переходящим в валуны. Высота третьей террасы — 40 м в нижних частях и понижается до 20 м в верхних частях реки в границах района. И, наконец, четвертая терраса, или по времени образования вернее первая,— представляет ровный коренной берег, покрытый обычно пластом лёссовидного суглинка неравномерной мощности от 4 до 15—20 м. Отно-



Фиг. 2. Переправа на пароме через р. Бию у с. Сайдып

сительно литологического состава различных террасовых отложений и их взаимоотношений будет частично сказано ниже, а в основном все окончательные выводы будут даны в работе о древней коре выветривания и четвертичных отложениях этого района.

Река Бия в районе наших работ как с правой стороны, так и с левой имеет ряд притоков, из них главнейшими с правой стороны являются реки Уймень, Ушпа, Б. и М. Куют, с левой стороны р. Кебезя, Балыкса, Кажа.

В строении долин притоков заметны следующие некоторые различия:

1) Литологический состав речных отложений не одинаков как по величине отдельных неделимых, так и по их качественному характеру.

2) Строение речных долин притоков левой стороны р. Бии и правой стороны р. Иши в центральной части района отличается от строения притоков остальных частей района; как пример, речка Карагайка, впадающая в р. Ишу справа, и р. Кажа, впадающая в р. Бию слева, еще не выработали своих профилей равновесия, имеют сравнительно прямое,

немеандрирующее русло, и в той и в другой реке мы наблюдаем образование водопада в некотором расстоянии от устья, указывающее на значительное понижение базиса эрозии этих речек и наступивший вслед за этим сильный размыв и углубление их в свои отложения, продолжающиеся и сейчас. Форма долин в верховьях приближается к V-образной, т. е. омоложение сюда не дошло.

Ряд речек, впадающих в те же реки, но выше, например, речки Кебезя, Ушпа и другие, представляют сильно меандрирующие притоки, совре-



Фиг. 3. Налегание морены на коренные породы. Правый берег р. Бии выше с. Ажинка

менные долины которых имеют выработанный профиль равновесия (по-видимому лишь недавно пришедший к такому состоянию) — в верховьях идет размывающая работа, форма долины V-образная, в средней части главным образом перенос материала, а в низовьях его отложение. Такое строение в бо́льшей степени характерно для правобережья р. Бии, в области Бийской Гривы.

Крупными водными артериями района являются также реки Иша и Антроп, из которой первая собственно относится к бассейну р. Катуни, а вторая к бассейну р. Кондомы.

В строении долин той и другой реки наблюдается известное сходство хотя конечно р. Антроп гораздо больше напоминает горную реку. И р. Иша и р. Антроп имеют хорошо выработанные долины с одной (не считая поймы) хорошо выраженной террасой. Обе в пределах своей древней долины сильно меандрируют. Характер древних долин этих рек говорит о их разной геологической судьбе. Древняя долина р. Иши

(судя по конфигурации окаймляющих коренных берегов, например в районе с. Карагайка, Н. Зыково и др.) часто представляет значительные расширения, которые говорят о существовании некогда в таких местах озеровидных бассейнов. О том же говорят отложения, заполняющие эти котловины.

У р. Антроп таких явлений незаметно — она носит характер одряхлевшей горной реки. Притоки (ручьи, ключи) р. Антроп имеют строение долины, несколько отличающееся от притоков левого берега р. Бии.



Фиг. 4. Общий вид водораздельного пространства верховьев речки Кебези

У них профиль равновесия только вырабатывается. Верховая и средняя части долины по форме V-образные.

Если присмотреться к карте, то увидим интересную особенность обеих главных водных артерий района, а именно р. Иша как бы повторяет все извивы (параллельна им) реки Бии; это сходство еще больше подчеркивается, если считать за начало р. Иши реку М. Иша.

Направление долин второстепенных притоков, обусловливаемое в общем простиранием и строением горных хребтов, холмистых гряд и общим наклоном местности, в пределах обследованного района, можно считать приближающимся к меридиональному.

В отношении рельефа район работ, как еще подметил Б. К. Поленов, может быть разбит на две части. Одна из них, восточная, представляет таежную, малонаселенную гористую область с отдельными вершинами, как-то г. Синюха, г. Баланск, г. Кызыл-таш и др., достигающими 1000 и больше метров. В отношении г. Синюха надо отметить, что у местного

населения это одно из обычных названий для больших гор, и поэтому на площади своего района мы имели две или три Синюхи.

Это название действительно хорошо передает сущность внешнего вида гор, которые от растущего на них леса всегда кажутся синеющими на горизонте.

В отношении выяснения простирания гор и горных хребтов можно сказать, что без топографических карт, передающих хотя бы в слабой степени рельеф района, это сделать было трудно. Но, сопоставляя собственные наблюдения с наблюдениями С. А. Яковлева, приведенными в вышеуказанной работе, можно отметить, что рельеф восточной части района представляет обычно водоразделы между притоками рек Бии и Катуни. Крупный массив почти широтного направления, называемый Бийской Гривой, отделяет бассейн р. Антропа от бассейна р. Бии. Интересно отметить очень крутой, обрывающийся в виде ступени склон в сторону р. Бии и такой же несколько меньшей крутизны в сторону р. Антропа.

В обследованной части левобережья р. Бии горные хребты представлены вытянутым несколько в сев.-вост. направлении гранитным массивом г. Синюхи, вершина которой находится недалеко от заимки Плешково, километрах в 8 от устья речки Кебези, и рядом других менее значительных хребтов, являющихся водоразделами между р. Чепшей, р. Кебезей и их притоками.

Если от верховий р. Кебези перекинуться в верховья р. Чепши и спуститься по ней вниз, то мы довольно скоро выбираемся из таежного района и попадаем в степную полосу Старо-Бардинского района.

На степной полосе мы имеем ряд отдельных безлесных сопок, то одиноко стоящих среди больших пространств равнинного характера, — такой рельеф заметнее проявляется к западной границе района, то отдельные сопки, имея вытянутую форму или группируясь в ряды, дают нам небольшие хребты. К последним может быть например отнесена г. Елтош, начинающаяся близ с. Ст. Барда и протягивающаяся отсюда километров на 12 в сев.-вост. направлении.

С южной стороны район замыкается отдельными горами и группами вершин, имеющими широтное простирание. Как пример могут быть приведены г. Б. Кызырык, выс. 610 м, г. Чайна (на карте называется Еронда), высота 700 м, г. Баланак, 1050 м, и г. Кызыл-таш, 1000 м, являющаяся продолжением последней.

Как увидим дальше, во многих случаях простирание хребтов и форма гор аналогичны простиранию пластов, их составляющих.

Затем отмечу еще одну черту строения современной земной поверхности исследованного района, заключающуюся во взаимоотношениях верхнего суглинкового покрова с нижележащими породами.

Все вершины гор и холмов свободны от покрова лёссовидных суглинков. Накопления последнего в гористых частях района наблюдаются на

сравнительно пологих склонах и на дне мелких долин, выработанных поверхностными водами; затем образование их можно найти на сравнительно высоких участках, носящих характер плоскогорий.

В степной полосе, конечно, все центральные части как бывших долин рек, так и невысоких водоразделов между ними заняты отложением суглинков. Наиболее молодые террасовые отложения современных долин всех рек и их притоков, впадающих в реки Бию и Катунь, представленные обычно серозелеными глинами с мелкой фауной завернутых *Gastropoda*, прикрыты теми же суглинками, залегающими в виде карманов и линз на размытой поверхности этих зеленых глин. Но вторая и третья галечниковые террасы р. Бии, тянущиеся на большом пространстве, по нашим наблюдениям, не покрыты этими суглинками. Таким образом, лёссовидные суглинки встречены на различных высотах, залегающих на размытой поверхности разнообразных пород.

Вкратце резюмируя произведенные наблюдения, можно подметить некоторые основные особенности современного рельефа и верхнего покрова в обследованном районе. Главнейшими из них являются:

1) Различие ориентировки горных массивов центральной части, простирающихся в ССВ части района, от ориентированности периферийных частей (южной и северной), простирающихся в широтном или близком к нему направлении.

2) Наличие разницы строения долин притоков правобережья р. Бии от строения долин притоков центральных частей района.

3) Наличие у р. Бии (считая и самую молодую, надпойменную) — 4 террас (вместе с коренным берегом), а у главнейших ее притоков и притоков р. Катуни, рек Чепши, Иши, а также и у р. Антроп одной террасы (не считая современных галечных накоплений и коренного берега, который иногда может быть принят за террасу).

4) Залегание лёссовидных суглинков на размытой поверхности разнообразных пород, в частности на глинистых породах террасовых отложений (всей гидрографической сети района) и в то же время отсутствие их на галечниковых террасах р. Бии.

III. ПЕТРОГРАФО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ РАЙОНА

Приложенная петрографическая карта не претендует на полную точность. Это понятно, потому что район, охваченный исследованиями в условиях фактически двухмесячной полевой работы при неблагоприятном в смысле дождливости лете и ряде других обстоятельств, слишком велик для составления точной для всей площади карты. Конечно, в силу особенностей темы работы, отдельные участки этой площади изучены с детальностью, далеко превышающей нужную для составления карты в приложенном масштабе; наряду с тем, конечно, осталось много „белых“ пятен.

Обратив внимание на карту, можно видеть, что, грубо говоря, в возрастном отношении все породы, слагающие район работ, могут быть разбиты на две большие группы: 1) древние породы от эозоя до конца палеозоя включительно, 2) третичные и посттретичные отложения. Каждая из этих групп будет служить предметом особого рассмотрения. В этой работе главным образом рассматривается первая группа.

ДРЕВНЯЯ ГРУППА ПОРОД

А. КВАРЦИТО-РОГОВИКОВАЯ ТОЛЩА

Древние породы, представленные, главным образом, осадочными образованиями или их метаморфизованными продуктами, относятся преимущественно к докембрийскому возрасту. Они распространены по всему району.

В степной, центральной части они выходят на склонах и вершинах гор, торчащих среди пенепленизированного пространства.

В периферийных (за исключением западной и северозападной сторон) довольно сильно расчлененных частях района выходы древних пород, конечно, чаще и составляют более сплошные области.

В западной и центральной частях района преимущественно развиты микрокварцитовые, роговиковые, халцедонизированные разности кремнистых пород, выделяемых нами под названием „кварцито-роговиковой толщи".

Палеонтологически эта толща, несмотря на тщательные поиски предыдущих исследователей и наши, должна быть характеризована как немая. По соотношениям с другими породами и другими районами она относится к докембрийской (альгонкской) толще пород.

Область развития кварцито-роговиковой толщи с севера ограничена мощным полем порфиров и полуинтрузивных пород кислого ряда. С востока эта толща граничит с крупным гранитным массивом. Наконец южнее протягивается полосой с северовосточным направлением известково-кварцитовая толща с внедрениями разнообразных жильных изверженных пород.

Наиболее характерными и интересными выходами пород кварцито-роговиковой толщи является ряд хорошо обнаженных возвышенностей и гор. Как наиболее типичные можно привести г. Елтош, г. Кызыр, возвышенности около с. Тайнинское и некоторые другие точки.

Открытые склоны и вершина горы Елтош позволяют достаточно полно судить о породах, ее слагающих. Здесь мы видим перемежаемость поставленных почти на голову пластов кремнистых пород с простиранием 310—315°. Кремнистые породы представлены то совершенно белыми пластами кварцитового характера, то сменяющими их темносерыми породами с массой мельчайших прожилков, заполненных рудным веществом

Иногда среди этих пластов встречаются пласты, по своей красивой и разнообразной окраске напоминающие яшмы. Часты пропластки и режущие жилки халцедона. Иногда среди кварцитовой породы заметны выделения как бы шлирового характера, состоящие из остроугольных обломков той же кварцитовой породы, сцементированные рудным веществом. Последнее представленно железистыми и марганцовыми соединениями. Нужно отметить, что часто в породе, в ее далеких от поверхности частях, можно наблюдать участки, переполненные пронизывающими их жилочками рудного (марганцового) вещества, причем сеть последних не протягивается к поверхности, а замыкается в этих сравнительно глубинных частях.

Часто на выветривающейся поверхности можно наблюдать черные, с металлическим блеском, натечные образования марганцовых соединений. Издали они создают обманчивое впечатление богатого оруденения.

Под микроскопом кремнистые породы г. Елтош представляют мелкозернистую массу мостовидной структуры. По показателю преломления вся масса подходит к кварцу. Среди основной массы заметны участки более крупных выделений кварца. Порода разбита трещинками, по которым происходит выделение мелкозернистого халцедонового вещества.

В шлифе заметно оруденение двоякого рода: одно из них происходит по трещинкам, а другое проявляется в виде мелких неправильных выделений среди основной массы.

Зерна кварца, слагающие породу, мелкие по размерам, слегка округлой формы, с зазубренными краями. Орентированность зерен отсутствует. Отсутствуют какие-либо другие минералы кроме кварца и рудного вещества.

Близ с. Тайнинское, выше и около него, по правому берегу р. Тайной тянется коренной берег, высокий увал, на отдельных верхушках и склонах которого выступают плотные кремнистые породы кварцитового и халцедонового облика.

Породы окрашены от светложелтого цвета через розовый до разностей чисто белых. Некоторые участки розовых, с прожилками, кварцитов — подобно тому, что наблюдалось на г. Елтош — представляют настоящие яшмы.

Породы, слагающие увал, слоисты — пласты до 1 м мощности; сильно дислоцированы , падают под $\angle 70^\circ$ в ЗЮЗ направлении. Простирание близко к меридиональному.

Нужно отметить, что этот участок кварцито-роговиковой свиты находится в близком соседстве с полем развития гранитных пород, выходы которых имеются на р. Ише близ с. Тайнинское.

Под микроскопом породы этой группы в общем сходны между собой, отличаясь только в частностях, например, порода № 22 состоит из мелкозернистой кварцево-халцедоновой массы, по показателю преломления близка (несколько больше) к 1.547. В строении породы заметна неоднородность различных участков. Одни участки сравнительно крупнозернисты,

другие настолько мелкозернисты, что отдельные неделимые с трудом различимы в большое увеличение и, наконец, в третьих участках заметно волнистое расположение собирающихся в полоски округлых зернышек кварца. Ориентированности и какой-либо вытянутости, так же как и деформаций среди отдельных зерен кварца, не заметно. Изредка встречаются мельчайшие скопления гематита, при скрещенных николях с очень слабым двупреломлением и густой краснобурой окраской.

Другие пласты представляют светлые или яшмовидные кварциты с большим или меньшим количеством черных жил и прожилочек. В отличие от породы № 22 шлифы этих пород показывают значительное оруденение. Оруденение происходит и по трещинкам и в самой основной массе; оно проявляется в виде заполнения трещин железисто-марганцовым веществом и в виде выделения довольно правильных шестигранных образований среди основной массы. Оруденение представлено, главным образом, гематитом и другими окислами железа, с незначительной примесью марганцовых соединений. Иногда очень резко заметны скопления в виде сгустков марганцового рудного вещества, в отраженном свете сероватобелого цвета, без металлического блеска.

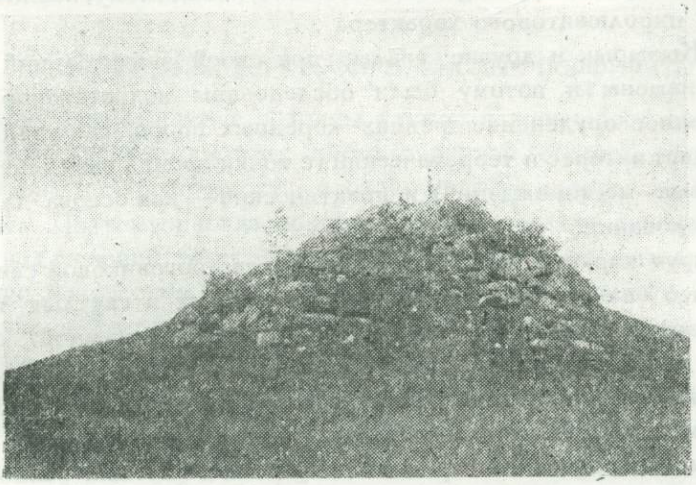
В породе из того же увала близ с. Тайнинское надо отметить очень интересное обстоятельство. Рудное вещество, в отраженном свете сероватобелого цвета (повидимому марганцовое), концентрируясь, создает оруденелые зерна с более или менее правильными кристаллографическими очертаниями. Очертания (разрезы) этих зернышек по форме приближаются к равностороннему ромбу. Процесс образования таких зерен можно проследить в разных стадиях в этом же шлифе. Распыленное рудное вещество концентрируется и заполняет известные пространства среди основной массы, причем в одних случаях мы видим частичное по периферии — заполнение рудным веществом этой формы, с сохранением внутри кварцевой массы; в других случаях происходит полное замещение кварцитовой массы черным рудным веществом с превращением участка в рудный минерал с ромбическими очертаниями. Возможно, здесь метаморфоза по какому-либо карбонату.

Возвышенности — увалы, расположенные по правому и левому берегу в окрестностях с. Н. Зыково, Сарыково и др., сложены породами кварцито-роговиковой свиты.

Гора Б. Кызырык, находящаяся на правом берегу р. Иши, протягивается в широтном направлении. Она имеет высоту 610 м, причем над окружающей местностью подымается до 400—500 м. Породы, слагающие как г. Б. Кызырык, так и другие близлежащие более мелкие возвышенности, имеют простирание пластов 350—355°, с падением ЮЗ — 260° ∠ 70—75°. Породы представлены иногда очень мощными пластами то темных пород роговикового характера, то халцедонизированными пластами очень красивых оттенков молочнобелого или палевожелтого цвета, или, наконец, пластами чистого кварца, повидимому, гидротермального ха-

рактера. Темные роговиковые породы (вернее микрокварциты) при прокаливании окраски не меняют.

Еще по данным Б. К. Поленова на г. Кызырык известны оруденелые пленки и натеки. Действительно, при внимательном изучении как самой г. Кызырык, так и окружающих возвышенностей можно наблюдать массу случаев их оруденения. Иногда оруденение, происходящее главным образом благодаря проникновению рудоносных растворов по трещинкам, настолько велико, что отдельные участки горы заслуживали бы даже и более детального обследования с некоторыми разведочными работами. Хотя



Фиг. 5. Микрокварциты на вершине возвышенности к югу от с. Ново-Зыково

в настоящее время, при наличии заведомо более благополучных в отношении марганцового оруденения районов, это едва ли необходимо. Образец № 47 светлого кварцита прорезан жилкой, выполненной черным блестящим (металлический блеск) рудным веществом большой твердости (тв. 4.5—5). Это вещество было выделено и проанализировано. Результаты анализа следующие:

Обр. № 47

SiO_2	3.47%	Na_2O	0.29%
TiO_2	нет „	K_2O	2.94 „
Al_2O_3	1.80 „	CaO	сл. „
Fe_2O_3	0.27 „	MgO	0.1 „
MnO	— „	CoO	0.18 „
MnO_2	75.19 „	NiO	— „
BaO	2.2 „	H_2O	3.17 „
			89.61%

Проведенный анализ говорит, что марганцовое вещество, выполняющее трещину, нужно относить к псиломеланам. В отношении особенностей

химического состава отмечу пока лишь отсутствие закиси марганца, окиси стронция и не очень большое содержание BaO наряду со значительным содержанием K_2O. Среди других кварцитовых пород встречено обильное выделение минерала в виде мелких зернышек кубической формы, вещество которых частично, повидимому, замещено марганцовыми соединениями. Образование здесь марганцовых минералов трудно связывать с проникновением марганец-содержащих растворов с земной поверхности.

Кроме марганцового оруденения вышеуказанного характера почти на всех скальных выходах наблюдаются корки, иногда до нескольких миллиметров толщины, марганцовых скоплений, повидимому, псиломеланового или реже пиролюзитового характера.

Гора Кызырык и другие увалы, при своей значительной величине, слабо обнажены и потому были обследованы недостаточно детально. Обнаруженное оруденение древних коренных пород, как увидим дальше, представляет интерес и теоретический (с точки зрения выяснения генезиса марганцовых месторождений) и практический — как основа для дальнейших исследований.

Суммируя характерные черты кварцитово-роговиковой свиты, можно сказать, что она в основном состоит из темных и светлых микрокварцитов, характеризующихся микрокварцитовой (шашечной) структурой основной массы с неправильными очертаниями отдельных зерен и режущими ее жилками халцедона. Пачки пластов таких микрокварцитов и роговиков сменяются пластами светлых, иногда с голубоватым оттенком, плотных мелкозернистого строения халцедона и цветных разностей плотных кремнистых пород, напоминающих яшмы.

В отношении микроструктуры важнейшими обстоятельствами, которые необходимо подчеркнуть, являются: 1) наличие микротрещин, по которым происходит проникновение рудного вещества и халцедона; 2) оруденение основной массы в виде пропитывания ее пылеватым рудным веществом; 3) оруденение основной кварцитовой массы в виде участков квадратной и реже ромбической формы, с происходящим постепенным замещением кварца рудным веществом; повидимому здесь проявляется первоначальный процесс пиритизации, сменяемый затем обогащением соединениями Mn; 4) форма зерен кварца не отличается такими особенностями, в виде вытянутости, ориентированности, волнистого угасания и т. д., которые указывали бы на значительную степень тектонического воздействия, и 5) отсутствуют минеральные новообразования хотя бы такие, как хлорит, серицит, турмалин. Это указывает на то, что данные породы, повидимому, претерпели процессы изменения и пришли к современному своему облику не в условиях глубинных зон метаморфизма.

И, наконец, сравнивая породы этой толщи, по литературным данным, с породами, описанными А. Н. Чураковым и А. А. Васильевым, можно, повидимому, наши породы по макроскопическим признакам и микроскопическому строению сопоставить с докембрийскими породами так на-

зываемой Енисейской свиты; только в этой литологически отличающейся части района мы не видим известняков, характерных для Енисейской свиты Кузнецкого Алатау. Но последнее (отсутствие известняков), может быть, не будет служить препятствием для сопоставления наших пород с вышеуказанными, если примем во внимание их геологические соотношения (условия залегания). Судя по данным падения и простирания, толщи кварцитороговиковых пород являются вышележащими относительно пород известняково-кварцитовой формации. Если так, тогда имеется возможность видеть здесь аналогию со строением Енисейской свиты. Несколько подробнее по этому вопросу будет сказано ниже.

В. ПОРФИРИТЫ, КЕРАТОФИРЫ, КИСЛЫЕ ПОРФИРИТЫ

Довольно расплывчатые границы данной группы пород взяты из тех соображений, что выходы этих пород в данной степной части района незначительны. Обнаженность плохая, а сами породы весьма сильно выветрелые. Поэтому иногда порода, которая по ряду признаков (внешний вид, вид условий залегания и т. д.) должна быть аналогом другой породе, при оптическом изучении сильно от нее отличается. Само собой понятно, что высокая степень выветрелости создает главную трудность расчленения этой группы на более мелкие подразделения.

По А. М. Кузьмину изверженные породы, выходящие в этом участке левобережья р. Бии („авгитовые порфириты, альбититы" и др.), относятся по возрасту к Ажинской свите.

Наши наблюдения показали возможность петрологической параллелизации пород, развитых по левобережью р. Бии в бассейнах речек Кажа, Каменная, Балыкса и др., с изверженными породами, выходящими в этом участке по правому берегу р. Бии и вообще развитыми в посещенной нами части Солтонского района (р. Неня и др.).

Как интересный и в будущем имеющий для данной работы значение факт необходимо отметить, что по левобережью р. Бии здесь в отдельных точках обнажаются нацело разрушенные (выветрелые), но сохранившие свои структурные и текстурные особенности коренные породы. Повидимому, они представляют остатки древней коры выветривания. Хотя за последнее время термин „древняя кора выветривания" стал часто употребляться в различных геологических работах, что при широких границах этого термина позволяет довольно обще трактовать о возрасте и физикогеографических условиях эпохи образования коры, все же этот термин, как обозначение реликтовых остатков, указывающих на совокупность факторов, действующих в определенном направлении, употребляется и в этой статье. Конечно, в каждом отдельном случае должны быть приложены все старания, чтобы выяснить характер постепенности образования этого явления: возможную связь и переходы химического и минералогического состава остаточных продуктов от исход-

ной породы, а отсюда перейти к выяснению первоначального состава породы и ее взаимодействия с окружающей средой. Наконец, необходима строгая, по возможности, геологическая увязка времени и характера процессов выветривания, так как несомненны единичные случаи сохранения в одних и тех же районах, морфологически сходных, участков коры выветривания совершенно различного возраста.

1. Левобережье р. Бии

Близ с. Кажа (Старо-Бардинский район) на берегу речки того же названия имеется небольшой выход нацело разложенной выветрелой породы, сохранившей свою структуру и текстуру.

Благодаря своей яркой окраске в желтокрасных тонах, резко выражающихся на общем серозеленом фоне, обнажение высотой 5—6 м над уровнем речки заметно издалека. Породы, слагающие обнажение, превращены в почти рыхлый материал с кое-где сохранившимися плотными кусками. Порода разбита трещинками, выполненными марганцовыми и железистыми соединениями. По характеру залегания и внешним признакам порода напоминает кератофиры, встреченные у с. Тайнинское. Тут же под новейшими речными отложениями видны переотложенные продукты выветривания в виде охристых и белых глин.

В шлифе № 65 (разрушенная порода) можно наблюдать сильно разложенную, пелитового характера, породу, пропитанную черным и бурым рудным веществом. Среди бурой пелитовой массы (пропитанной бурыми окислами железа) имеются серые участки микрозернистого, точечного строения, по очертаниям напоминающие разрушенные вкрапленники полевых шпатов. Заметны в небольшом количестве мелкие, округлые зерна кварца. Основная масса и отдельные прозрачные бесцветные чешуйки (изотропные или с чрезвычайно низким двупреломлением) имеют показатель преломления $n = 1.556$ (± 0.03), следовательно, должны быть отнесены к каолину.

Серые мелкозернистые участки по показателю преломления $n = 1.564$ (± 0.003) должны быть отнесены также к каолину. В породе выделяются светлые участки, по очертаниям напоминающие вкрапленники полевого шпата — представляющие каолин, а остальная масса в большей или меньшей степени пропитана гидратами и безводными окислами железа (отчего, повидимому, зависят колебания показателя преломления).

Порода первично порфировой структуры — кварцево-полевошпатовая, без цветных минералов — по этим данным нами условно относится к кератофирам (кислым порфиритам).

Считаю необходимым привести описание еще двух пород, встреченных также вблизи с. Кажа в берегах речки Каменка. На склонах р. Каменки обнажаются коренные изверженные породы. Они представлены

перемежающими разностями от темносерых, плотных с мелкими табличатыми выделениями полевых шпатов пород до мандельштейнов, миндалины которых выполнены хлоритом и кальцитом.

Одна из этих пород (№ 67) минералогически представляет сильно разрушенную хлоритизированную породу интерсертальной структуры, основная масса в которой представлена перепутанными, вытянутыми табличками полевого шпата, почти нацело кальцитизированными и хлоритизированными. Изредка встречаются свежие таблички; по углам симметричного погасания, равны 7—8°, они могут быть отнесены к ряду альбита. Имеются и вкрапленники плагиоклаза, сейчас почти до конца перешедшие в аггрегат бесформенных выделений кальцита и, более правильных, хлорита; плагиоклаз первоначально, повидимому, основного характера (по углам погасания в неразложенных участках). Немного хлоритизированного пироксена; хлорит — отрицательный, зеленый, слегка плеохроичный в травяно-желтоватых тонах. Частично создает впечатление первичного. Изредка участки халцедона. Часты рудные выделения. Порода может быть названа альбитизированным диабазовым порфиритом.

Порода № 69. Аналогична предыдущей; для нее опишу только некоторые особенности образования вторичных минералов. Ниже на фиг. 1 схематически показано, как идет процесс разрушения полевых шпатов: a) периферийная оболочка из вторичной зеленой слюды, b) участки, перешедшие в аггрегат кальцита, и c) выделение халцедона. Каолинизации незаметно.

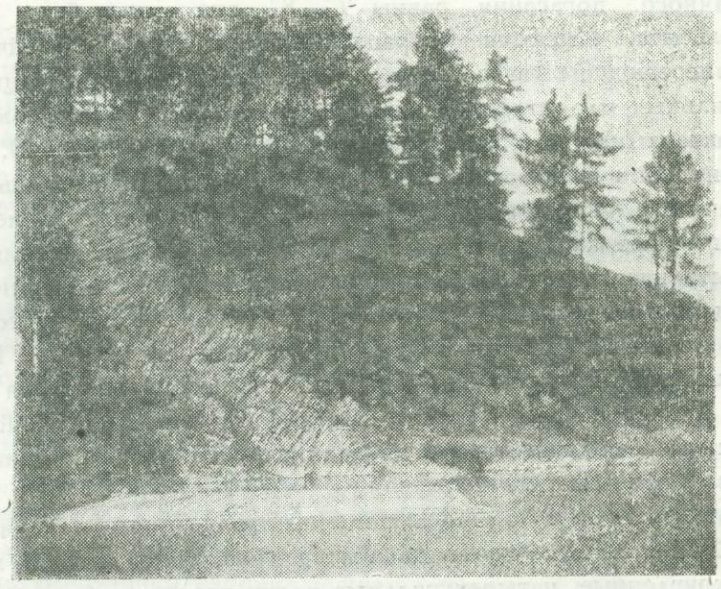
Пустоты миндалин обычно выполнены халцедоном или кальцитом. На фиг. 2 схематически изображена миндалина, центр которой занимают слегка округленные, четырехугольные зерна кварца; от этих центральных зернышек лучисто (веерообразно) расходятся тонкие, узкие пластинки халцедона, в которых заметна поперечная полосчатость (перерывы в нарастании). Такие крупные халцедоновые выделения по периферии окружены микрозернистой халцедоновой массой, а кое-где все это оторочено кальцитом. Минералы образовались, повидимому, главным образом как выполнение пустот после выветривания вкрапленников полевых шпатов.

Три описанные породы, могущие быть отнесенными к кератофирам и порфиритам, а в случае породы № 67 — к породе диабазового типа, отличаются одним общим характерным признаком — это чрезвычайно сильная степень выветривания, происходящая в одних случаях (№ 65) с образованием каолина, а в других случаях без него.

Если указать, что порфириты и ортофиры (оксикератофиры), выходящие близ с. Балыкса и с. Макарьевское, тоже чрезвычайно сильно серицитизированы и каолинизированы, то, повидимому, придется признать следующее важное обстоятельство: выходящие на современную дневную поверхность коренные породы степного левобережья р. Бии (в пределах обследованной нами части с. Коначак до с. Усть-Кажа) — обычно сильно, иногда нацело, благодаря процессам выветривания, разложены.

2. Правобережье р. Бии.

Породы, развитые по правобережью р. Бии в бассейне р. Нени, Ушлепа и других более мелких речек, относятся к той же серии кератофиров (альбитофиров и ортофиров) и кислых порфиритов. Эта эффузивная свита кислых пород, также связанная возможно с излияниями диабазовой магмы, как это было установлено нашими работами в Кузбассе в 1931 г., относится А. М. Кузьминым к среднему палеозою (девон).



Фиг. 6. Столбчатая отдельность порфиров. Устье р. Балыксы

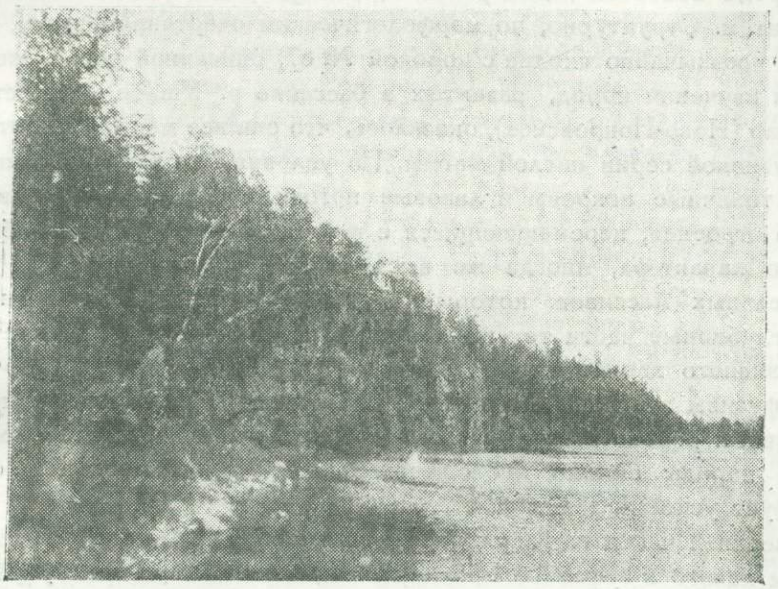
Породы, относимые нами к этой серии и развитые в восточной части Солтонского района в бассейне рек Ушлеп, Урез и др., отличаются многими особенностями от пород, выходящих по берегу р. Бии от с. Ажинка и выше до с. Сайдып, и от развитых по левобережью р. Бии (уже описанных нами).

Еще в с. Ажинка можно видеть слегка возвышающийся из-под уровня реки скальный выход темнофиолетовой породы плотного сложения с большим количеством мелких табличек полевого шпата; если же итти по правому берегу р. Бии вверх от с. Ажинка, то эти породы, названные в поле порфиритами, часто встречаются на побережьи р. Бии. Они входят в состав брекчии (моренного характера) в виде глыб, доходящих до 1 м в поперечнике; затем они выходят в коренном залегании в виде высоких, до 40 м высотою, утесов, образующих здесь обрывистый берег р. Бии. Фиолетовые порфириты, развитые здесь, обычно представляют плотные породы мелкозернистого порфиритового сложения. Они изредка содержат значительное количество пустот, выполненных халцедоном

и кальцитом. Иногда во внутренних полостях породы заметны щеточки из мелких чешуек мусковита.

При изучении под микроскопом (пор. № 101) порода оказалась довольно свежей. Структура у ней типично порфировая; аморфная (кое-где слабо поляризующая) основная масса и порфировые вкрапленники полевого шпата; присутствуют мелкие округлые выделения кварца.

Основная масса аморфного характера довольно сильно пропитана рудным веществом (окислы Fe). Местами железистые выделения как



Фиг. 7. Выходы кислых фиолетовых порфиров; р. Бия в 4 км выше с. Ажинка

бы пропитывают и участки полевого шпата. Изредка в породе встречаются мелкие выделения гематита. Вкрапленники представлены: 1) кварц свежий в виде большого количества мелких округлых зерен; 2) плагиоклаз — крупные несколько каолинизированные и серицитизированные, оптически положительные, зерна, по углу погасания $\perp MP = -(7—8°)$ — должен быть отнесен к плагиоклазу № 8—9.

Определения на Федоровском микроскопе дали следующие результаты:

$$B\begin{cases} n_g - 15° \\ n_m - 75° \\ n_p - 88° \end{cases} \qquad 2V = +76°.$$

По этим данным плагиоклаз также должен быть отнесен к альбиту № 7, сдвойникованному по альбитовому закону.

Близ тракта с. Н. Ненинское-Спасское, в дер. Саблинка, у мельницы встречены зеленоватокоричневые порфириты (№ 108). Они в шлифе

представляют породу порфировой структуры, где основная масса, сильно каолинизированная, состоит из массы табличек плагиоклаза с почти прямым погасанием. Таблички эти заключены в аморфную массу. Вкрапленники представлены довольно сильно выветрелым плагиоклазом, который по углу n_p с М в сеч. $\perp$ МР $= -10°$, должен быть отнесен к альбиту № 9. Кристаллы полевого шпата идиоморфны. Затем в породе встречаются редкие зернышки сильно оруденелого биотита. Кварца в виде вкрапленников нет, но несомненно он присутствует в виде мельчайших неделимых среди основной выветрелой массы. Порода может быть названа альбититом. Структурно, по морфологическим очертаниям зерен, порода № 108 чрезвычайно сходна с породой № 67, описанной несколько выше.

При изучении пород, развитых в бассейне р. Ушлеп в окрестностях с. Такмар (Ново-Покровское), оказалось, что они все могут быть отнесены к эффузивной серии кислой магмы. По условиям залегания они представляют типичные покровы и лавовые потоки с характерной флюидальностью строения, перемещающиеся с пластами туфов и туфолав брекчиевидного характера, иногда же выступают в береговых утесах в виде значительных массивов, которые, повидимому, представляют размытые более глубинные части тех же покровов и потоков или мелкие купола экструзивного характера.

Эффузивы этого района внешне представлены породами разнообразного цвета: розоватофиолетового, серого, зеленого и желтосерого.

Все породы сильно дислоцированы, что в значительной степени маскирует условия залегания.

В верхней части с. Такмар развиты главным образом кератофировые породы лавого и туфового облика, а в нижних частях преимущественно породы, застывшие на большой глубине.

Как пример первых приведу описание пород № 114 и № 119.

Порода № 114, кератофир, взятая из обнажения на правом берегу р. Ушлеп, в ее среднем течении, в с. Такмар, представляет полосатую (слоистую) породу стекловатого облика. В шлифе слоистость выражена также отчетливо. Слоистость обусловлена перемежаемостью полосок бесцветных, чистых от рудного вещества, с очень слабым двупреломлением (неясно поляризуют), с полосками, состоящими из мелких светлых зернышек кварца и полевого шпата, вытянутых параллельно слоистости. Такие более крупнозернистые слойки, макроскопически розовобуроватого цвета, проникнуты включениями и пылью рудного железистого вещества. В центре таких оруденелых прослоек протягивается узенькая бесцветная полоска, сложенная кварцем, чистым от рудного вещества. Ниже на микрофотографии представлена такая слоистость. Создается впечатление перемежаемости более или менее крупнозернистого мате-

[1] Большинство определений на Федоровском столике производилось студентом ЛГРИ Федоровым А. И.

риала, который по трещинам, приуроченным к крупнозернистым слоям, проникнут отложениями кварца и рудного вещества.

В шлифе хорошо также выражена флюидальность породы, хотя бы в участке, где один из вкрапленников полевого шпата (совершенно каолинизированный) обтекается вышеописанными слоиками, состоящими из ориентированных зерен полевого шпата и кварца.

Цветные минералы отсутствуют. Есть каолинит аггрегатного характера, в отдельных случаях, повидимому, пневматолитического происхождения.

Порода № 119 зеленого цвета определенно туфового строения. Структура обломочная. Главную составную часть представляет каолинизированная масса кератофирового характера (микрозернистая с небольшим количеством иголочек полевого шпата) по показателю преломления в среднем = 1.545 (колеблющийся) кварцево-альбито-каолинитового характера. В этой каолинизированной массе как бы плавают неправильные обломки более крупнозернистой, почти полнокристаллической породы, состоящей из сравнительно свежих табличек полевого шпата ряда альбита. Отдельные участки полевого шпата изредка превращены в серицит. Порода — альбититовый туф.

Необходимо здесь подчеркнуть, что полевые шпаты как в вкрапленниках, так и в основной массе в этих чисто эффузивных образованиях подвергнуты значительной каолинизации.

Примером более глубинных частей той же магмы может служить порода № 126, выходящая в нижнем конце с. Такмар. Внешне это зеленоватая порода с большим количеством вкрапленников полевого шпата При изучении под микроскопом большая часть шлифа заполнена крупными выделениями идиоморфных кристаллов альбита и неправильными выделениями кварца.

Вкрапленники плагиоклаза по углу n_p с M в сеч. $\perp MP = -(10-11°)$ должны быть отнесены к альбиту № 8—9.

Замеры на Федоровском микроскопе дали:

$$B \begin{cases} n_g - 86° \\ n_m - 17° \\ n_p - 74° \end{cases} \qquad 2V = +83°,$$

что также дает альбит № 10, сдвойникованный по Карлсбадскому закону. Микролиты, определенные на Федоровском микроскопе, обладают следующими данными

$$B \begin{cases} n_g - 74° \\ n_m - 17° \\ n_p - 89° \end{cases} \qquad 2V = +84°,$$

что даст нам № 5, сдвойникованный по Карлсбадскому закону.

В промежутках между крупными кристаллическими выделениями встречаются радиально-лучистые образования зеленой, слабо плеохрои-

рующей слюды — вторичный мусковит, единичные чешуйки хлорита. Химический анализ дал следующие результаты:

	№126
SiO_2	71.72%
TiO_2	0.74 „
Al_2O_3	13.24 „
Fe_2O_3	1.44 „
FeO	2.81 „
MnO	0.07 „
BaO	0.03 „
CaO	0.44 „
MgO	1.08 „
Na_2O	4.86 „
K_2O	0.50 „
Пот. прок.	2.50 „
	99.83%

Магматическая формула по Левинсон-Лессингу.

$$1.2RO : R_2O_3\ 9.1SiO_2,\ \alpha = 3.9,\ R_2O : RO = 1.1 : 1$$

Порода альбитит (кератофир). К характерным особенностям надо отнести: 1) незначительную измененность; 2) отсутствие каолинизации 3) процессы выветривания проявляются главным образом в хлоритизации и серитизации.

Резюмируя исследования по группе кислых эффузивов, можно сказать, что, несмотря на свою кажущуюся однородность в минералогическом отношении, все они имеют крупные различия как в отношении структурных особенностей, степени свежести, так и в отношении формы изверженных тел (последнее связано с теми или иными условиями их генезиса). По р. Бии выходят розовато-фиолетовые породы, а по р. Ушлеп древние лавовые образования, перемежающиеся с туфами и осадочными породами. Характерной особенностью всех этих эффузивных пород является отсутствие первичной цветной составной части и то, что полевые шпаты представлены преимущественно плагиоклазом ряда альбита.

Подчеркивая еще раз различную степень свежести пород правобережья и левобережья р. Бии у с. Балыкса, Кажа и др., можно закончить описание этой группы, отметив ее значение для понимания условий образований каолинитовых и бокситовых продуктов изменения пород, встреченных в различных местах нашего района.

С. КВАРЦИТО-ИЗВЕСТНЯКОВО-ЖИЛЬНАЯ ФОРМАЦИЯ

В состав этой свиты, очень интересной в петрографическом отношении и которая требует несомненно гораздо большей детализации, чем это дается нами сейчас, входит ряд пород осадочного и изверженного происхождения.

Основными представителями пород, слагающих эту свиту, являются известняки, кварциты, брекчии, роговики и внедрения в них изверженных пород жильной формации габброидного типа.

Выдержанность, аналогичность петрографического состава всей свиты на протяжении полосы, показанной на карте, а также постоянство во взаимоотношениях — условия совместного нахождения отдельных членов этой свиты — позволило с полной законностью объединить все породы этой свиты в один геолого-петрографический комплекс.

Характерными чертами этого комплекса, помимо вышеупомянутых, являются его сильная дислоцированность с несомненным наличием ряда зон радиальных нарушений сбросового характера, а также пликативной складчатости, действие которой в этой зоне отразилось в двух взаимноперпендикулярных направлениях. По р. Антропу, р. Ушпе и главным образом по р. Паспаул мы имеем крупные участки, где породы, поставленные на голову и даже перевернутые, простираются в северовосточном направлении, в то время как нормальным простиранием пород кварцитовой области, лежащей к СЗ, должно быть северозападное, близкое к меридиональному.

Как увидим ниже, породы, входящие в состав этой свиты и развитые в бассейне рек Иши и Паспаула, несколько отличаются от пород, развитых на северовосточном продолжении этой зоны в бассейне рек Ушпы и Антропа. Описание фактического материала по этой свите поведу по простиранию свиты с СВ на ЮЗ.

1. Бассейн р. Антропа

а) Альбитизированные порфириты. Близ с. Красная Речка вверх и вниз по течению р. Антропа, а также вверх по речке Красная Речка можно наблюдать выходы всех разновидностей пород этой серии. В самом поселке „Красная Речка", расположенном на берегу р. Антропа, в высоком коренном берегу последней, обнажаются скальные выходы пород зеленоватосерого и фиолетового цвета. Породы порфиритового облика. Они имеют две системы трещин отдельности. При микроскопическом изучении фиолетовый порфирит (порода № 128) оказался состоящим из основной массы и плавающих в ней вкрапленников полевого шпата. Структура порфировая.

Основная масса состоит из мельчайших игольчатых выделений полевого шпата и стекловатого вещества. Изредка в основной массе встречаются и более крупные четырехугольные таблички. Участками основная масса сильно обогащена рудным (железистым) веществом. Часто заметны неправильные выделения хлорита, зеленоватожелтого цвета с очень низким двупреломлением, а также аггрегатные пятна кальцита.

Вкрапленники представлены сильно разложенным (хлоритизация и кальцитизация) идиоморфными зернами плагиоклаза с изредка сохранив-

шейся двойниковой структурой. Неразложенный плагиоклаз имеет $n_g = 1.54$ и $n_p < 1.54$, следовательно, должен быть отнесен к ряду альбита (альбит-олигоклаз). Из остальных минералов присутствуют: кальцит, заполняющий пустоты и замещающий таблички плагиоклаза; рудные выделения, представленные гематитом и пиритом. Порода может быть названа альбитовым порфиритом.

По притоку р. Антроп, речке „Красная Речка", недалеко от устья встречен выход рассланцованной породы, представляющей аморфную массу с мельчайшими игольчатыми выделениями полевого шпата и большим количеством рудного вещества. Порода по своей мелкозернистости не может быть определена точно, а должна быть отнесена к группе метаморфических глинистых сланцев или сильно измененных эффузивных пород.

Зеленокаменные породы (№ 134), выходящие на левом крутом берегу речки „Красная Речка", представляют сильно выветрелые порфириты. При изучении порода оказалась палеотипной, сильно выветрелой, эффузивного характера. Основная масса микролитового строения нацело хлоритизирована. Отдельные микролиты, с почти прямым угасанием, почти нацело пелитизированы. Затем заметен процесс кальцитизации (полевой шпат частично превращен в аггрегат кальцита). По трещинкам основной массы происходит проникновение рудного вещества.

В основной мелкозернистой хлоритизированной массе заметны крупные вкрапленники полевого шпата (плагиоклаз—ряда альбита), нацело пелитизированные, и крупные вкрапленники пироксена. Пироксен оптически положительный $n_g \wedge C = +42°$, слегка зеленоватый, не плеохроичный. $2V = +56°$, следовательно—авгит (диаллаг). Порода может быть названа авгитовым порфиритом, вероятнее всего основного характера.

Об условиях залегания и соотношениях этой основной изверженной породы с другими окружающими (напр. кварциты, брекчии) ничего сказать нельзя, в виду плохой обнаженности местности.

Обр. № 140, правый берег р. Антропа в $^3/_4$ км ниже поселка „Красная Речка", представляет породу порфировой структуры, где основная масса — бурое аморфное вещество с рассеянными мелкими табличками полевого шпата и рудного минерала, а вкрепленники представлены идиоморфными выделениями плагиоклаза. Основная масса сильно кальцитизирована. Вкрапленники полевого шпата обычно довольно свежие (кальцитизация заметна изредка, ею обычно захвачены внутренние части кристаллов). Плагиоклаз оптически положительный n_g и $n_p > 1.54$. В сечении $\perp$ МР $\angle N_p$ с $M = +(34-35°)$, следовательно № 65—лабрадор.

Измерения на Федоровском микроскопе дали следующие данные:

$$B \begin{cases} n_g - 52° \\ n_m - 89° \\ n_p - 37° \end{cases} \qquad 2V = +84°.$$

Хлорит вторичный. Первичный цветной минерал отсутствует. Порода — лабрадоровый порфирит (диабаз). Породы, встреченные ниже (№№ 144, 145), также представляют сильно хлоритизированные диабазовые порфириты, иногда со вторичным кварцем.

Обр. № 146. Правый берег р. Антропа в 3 км ниже поселка „Красная Речка". Туфогенная порода обломочного сложения. Сложена из отдельных обломочков, представляющих то аггрегаты кварца, халцедона, то микролитовые, сильно кальцитизированные участки, то кусочки с крупными, но совершенно каолинизированными вкрапленниками. Некоторые сравнительно свежие из этих вкрапленников по углу n_p с М в сеч. $\perp$ МР = = — (12—13°) должны быть отнесены к альбиту № 8. Свежие микролиты имеют угол симметричного погасания = — (8—9°). Цветной минерал отсутствует. Порода — альбититовый туф. Возможно — альбитизация вторична.

b) Марганцовые породы. В трех с половиной километрах выше от устья, по речке „Красная Речка" встречен любопытный выход породы. Прежде всего надо оговориться, что в русле речки почти от низовья встречается масса галек и неокатанных обломков, иногда сильно обогащенных рудным веществом. Во многих случаях такая галька почти нацело сложена из кристаллического гематита, а часто представляет окатанный обломок, сверху черный, внутри матово блестящий, — марганцовой руды. Ниже будут даны сведения о всех местах, где нами встречены те или иные признаки марганцового оруденения, сейчас пока отмечу, что как и в этом случае, так и во всех других породой, вмещающей марганцовую руду, является обычно кремнистая порода роговикового (микрокварцитового) характера.

Упомянутый выше выход породы представляет оголенный от растительности утес, как бы прислоненный к коренному правому берегу речки „Красная Речка". Утес представляет глыбу объемом в видимой части 7—8 куб. м. Величина глыбы ставит под сомнение возможность приноса ее рекой, хотя и не исключает таковой возможности. Русло речки, начиная с того места, загромождено обломками, достигающими 1 м в поперечнике, почти тех же пород. С другой стороны на левом берегу речки тут же выходят совершенно другие породы (изверженные — основные), обломков которых среди глыб в русле не заметно вовсе. Все эти обстоятельства говорят о том, что если речка здесь протекает и не по коренным выходам породы, то во всяком случае они очень близки.

Петрографически утес представляет сливную брекчию кварцитового характера. Отдельные обломки этой брекчии представляют куски до 1 м длиной. Сцементирована брекчия кремнистой массой, обогащенной бурым железняком. Внешне обломки, составляющие брекчию, представлены: а) пористой серожелтого цвета кремнистой породой; б) микробрекчией из кусочков кварца с лимонитовым цементом; в) светлым кварцитом, г) ярко белой, рассыпающейся, как бы каолинизированной или обожжен-

ной породой. Микроскопически все эти обломки (за исключением последних) представляют различные модификации по крупности зерен и общему их характеру.

Вся эта глыба по трещинкам, по промежуткам, отделяющим куски от других, сильно проникнута марганцовым веществом. Некоторые белые участки, в особенности, настолько обогащены марганцовым веществом, что представляют сливную руду. Судя по твердости, черте, руда вероятнее всего представляет псиломелан.

Интересный факт марганцового оруденения этой брекчии, сопоставленный с многочисленными кусками марганцовой руды (того же брекчиевидного характера), находимыми в русле речки, в нижних частях ее течения, с одной стороны, а с другой стороны загроможденность русла реки в районе выхода брекчии (обр. №№ 130—133) крупными обломками кварцитов, роговиков без каких-либо признаков марганцового оруденения заставляют предполагать, что марганцовое оруденение здесь надо связывать с самими коренными породами. При этом процесс самого оруденения совершается не в современный нам период, благодаря отложению марганцовой руды из поверхностных вод, а происходил в другие времена и при других обстоятельствах, вероятнее всего все же являясь процессом эпигенетическим по отношению к образованию брекчии.

Среди кварцито-роговиковых (халцедонизированных) пород у с. Акол также встречены участки брекчий, сильно оруденелые марганцовыми соединениями.

В известняковых и изверженных породах марганцового оруденения не заметно.

Затем в пределах поселка Тайлоп обнажается интересный выход сильно выветрелых, белых, рассланцованных пород, которые любопытны с точки зрения марганцовоносности различных горных пород этого района. Это обнажение (№ 162—168) сложено круто падающими пластами белых рассланцованных пород с отдельными заключенными между ними пластами микрокварцитов и оруденелых пестрых глин, выветрившихся in situ.

Белые породы при микроскопическом изучении представляют аггрегатную микрозернистую, неясно поляризующую массу кварцево-каолинитового характера, прорезанную трещинками, по которым выделяется плотный гематит и черное (в отраженном свете серобеловатого цвета со слабым металлическим блеском) марганцовое рудное вещество.

Не останавливаясь больше пока на породах этого обнажения, отмечу лишь самый факт наличия среди сравнительно свежей толщи известняков и кварцитов этой сильно разложенной, измененной группы пород.

Одним из этапов нашей работы была заимка б. Шахова. Эта заимка расположена на северной стороне Бийско-Кондомского водораздела, известного под названием Бийской Гривы. Здесь давно были известны находки марганцовой руды, а в 1931 г. производились на нее длительные стационарные поисково-разведочные работы. Результатов этих работ,

опубликованных в печати, нет, но непосредственный осмотр шурфов и разведочных выработок, а также обследование окружающей местности, на что к сожалению по краткости времени пришлось отдать всего два дня, позволили притти к некоторым важным соображениям.

Местность около заимки Шахова, как и вообще весь район в бассейне р. Антропа, представляет очень трудную и неблагодарную область для геологической работы. Достаточно недалеко уйти от реки, как густая таежная растительнось и мощные наносы скрывают какой бы то ни было выход коренной породы и петролого-геологическое познание тем самым принуждено прибегать главным образом к экстраполяции по обломкам и выходам пород в речных системах.

Насколько мне известно, разведочные работы Зап.-Сиб. треста дали благоприятные результаты в отношении обнаружения рудоносных (марганцовоносных) горизонтов среди новейших отложений по логам и оврагам и аллювиальных наносов в долинах ручьев (ключей), стекающих с водораздела в р. Антроп (Ципаевский ключ, Зябликовский и др.). Мощность наносов достигает нескольких десятков метров.

Коренных месторождений марганцовой руды обнаружено не было. Но почти во всех ключах можно видеть массу окатанных и неокатанных обломков (иногда до 30—40 см величиной) чаще сплошной (сливной) марганцовой руды, а иногда брекчиевидной массы из небольшого количества остроугольных обломков, сцементированных большим количеством той же плотной марганцовой руды. Судя по тому, что обломки марганцовой брекчии находились в верховьях ручьев, нужно думать, что коренные выходы таких брекчий также где-то близко. Один из образцов этой руды анализировался, и полированный шлиф его изучался в отраженном свете. Химический состав чистого рудного вещества следующий:

SiO_2	17.14 %
Fe_2O_3	1.17 „
BaO	2.45 „
MnO	8.46 „
MnO_2	66.08 „
H_2O—110°	0.45 „
H_2O—110°	3.23 „
	99.98 %

Аналитик В. А. Егоров.

Брекчией эту рудоносную породу приходится называть в силу сохранения термина, дающего общее понимание известного типа оруденения. Наряду с брекчией, в буквальном смысле слова, представляющей обычно мелкие обломочки кварцитовой породы, сцементированные плотной, блестящей, с металлическим блеском, марганцовой рудой, встречаются большие куски сплошь из цементирующего вещества без вмещающей породы. Иногда при разломе куска брекчии в изломе наблюдаются пустотки,

покрытые изнутри, как бы ржавчиной, порошковидным бурым железняком. Марганцовое вещество брекчии (обр. № 197) представляет плотную массу с поверхности темного (как бы зачерненного) цвета, на изломе имеет полуметаллический блеск. Твердость высокая > 5.5. Черта коричневато-черная. При изучении в отраженном свете представляет не совсем однородную массу сероватобелого цвета. Из употреблявшихся при травлении реактивов только $SnCl_2$ с HCl и HCl 1:1, HNO_3 — 1:1 и $FeCl_3$ — 28% показали слабую реакцию, оставив после 30-секундного действия темные побуревшие пятна на поверхности шлифа. Изучение в отраженном свете показало, что рудное вещество представлено преимущественно участками совершенно белого цвета в отраженном свете, другие участки, так же как и первые, не поддающиеся действию вышеупомянутых реактивов, в отраженном свете сероватожелтого цвета. Среди главной массы такого рудного вещества заметны отдельные жилочки, выделяющиеся своим полуметаллическим блеском.

В отношении микрохимических реакций с указанными выше реактивами все три вида участков рудной массы ведут себя одинаково.

Нужно отметить, что содержание MnO_2 проверялось дважды при различных титрах соответствующих реактивов, и оба определения дали одинаковые результаты. Минералогический характер этого марганцового соединения несколько неясен. Сравнивая с анализами более или менее близко стоящих минералов, приведенных в „Handbuch der Mineralchemie" Dolter'a, можно принять, что ближе всего этот марганцовый минерал подходит к псиломеланам. Присутствие большого количества SiO_2 наряду с отличающимися соотношениями других составных частей не позволяет твердо признать это. К тому же термическое изучение ряда образцов нашей коллекции, производимое Х. С. Никогосяном, показало, что этот минерал должен быть отнесен к ряду браунита. Но характер Mn, входящего в это соединение, преимущественно в виде перекиси (66.08), создает крупную особенность нашего минерала, не позволяющего отождествлять его с известными браунитами. Например, один из наиболее близких по составу браунитов содержит 31.52 MnO, 50.12 MnO_2, 3.15 Fe_2O_3 и 1.38 SiO_2 и отличается от наших соотношением MnO и MnO_2. Кристаллически оформленных участков марганцового вещества не обнаружено, так что исключена возможность говорить что-либо по внешним признакам о кристаллографических данных минерала.

Не называя пока этот марганцовый минерал браунитом, все же отметим, что он значительно отличается от типичных псиломеланов других изученных точек оруденения. Вероятнее всего здесь мы имеем смесь, состоящую преимущественно из псиломелана и в меньшей степени из браунита.

Ни разведочными работами, ни исследователями, работавшими здесь до нас (Поленов Б. К., Кузьмин А. М. и др.), ни нами, в силу плохой

обнаженности Бийской Гривы, не было обнаружено коренных выходов марганцовой руды и марганцово-кварцитовой брекчии, загромождающих русла речек и ручьев. Но несомненно (как показали результаты всей нашей летней работы) они есть, и они, повидимому, являются первоисточниками для омарганцования рыхлых древних элювиальных и современных отложений, в которых проводились, главным образом, разведочные работы.

Здесь считаю нужным отметить, что ряд ценных сведений и указаний по марганцовоносности разных пород окрестностей Шаховой заимки нами были получены от В. Копылова.

с) Габбро-диабазовая формация. Являясь непременным членом описываемой свиты, изверженные породы этого типа встречаются почти во всех частях района. Они иногда образуют сравнительно крупные массивчики, а чаще прорезают породы свиты пластовыми жилами с контактным окремнением окружающих пород.

Обр. №148.— Пластовая жила диабазовой породы серозеленоватого цвета встречена по р. Антропу ниже с. „Красная Речка". Микроскопически она представляет сравнительно свежую породу офитовой структуры. Отдельными минералами, слагающими породу, являются: 1) идиоморфные вкрапленники полевого шпата, слабо каолинизированные, по углу n_p с М в сеч. $\perp$ МР $= -(10-12°)$, относящиеся к альбиту № 8. Замеры на Федоровском микроскопе дали следующие результаты:

$$B \begin{cases} n_g - 83° \\ n_m - 20° \\ n_p - 76° \end{cases} \quad 2V = +86°$$

что также соответствует № 10 – 11 альбита, сдвойникованного по карлсбадскому закону.

2) Цветной минерал — моноклинный пироксен, бесцветный или с очень слабой зеленоватой окраской, $2V = +53°$. По этим данным ближе стоит к диаллагу.

3) Много выделений хлорита — желтоватозеленоватого цвета, чуть плеохроичного. В некоторых случаях хлорит может быть принят за первичный. Порода альбитовый габбро-диабаз.

Шлиф той же породы, но из приконтактовой части показал, что здесь порода порфировой структуры; по составляющим минералам она не отличается от породы центральных частей жилы, но имеет резкие структурные различия.

На правом берегу р. Антропа, ниже с. Новожилово, можно видеть ряд крупных обнажений, где хорошо заметно проникновение изверженных пород в толщу известняков, приуроченных главным образом к плоскостям напластования, но иногда заметен ряд секущих жил и апофиз, отходящих от главной пластовой жилы.

При микроскопическом исследовании породы оказываются идентичными встреченным ранее породам габбро-диабазового характера.

В сущности это те же, почти полнокристаллические, более или менее крупнозернистые плагиоклазово-пироксеновые породы. Из вторичных процессов характерны хлоритизация и кальцитизация; хотя в отдельных случаях можно думать и о первичности хлорита (выделение его в основной массе в виде правильных табличек). Выделения хлорита настолько мелки, что отнести их точнее к определенному ряду пока затруднительно.

На самом водоразделе (близ заимки Шахова) в шурфах обнаруживаются выходы сильно измененного амфиболизированного, эпидотизированного и хлоритизированного габбро (габбро-диорита). В верховьях р. Ушпы (южный склон Бийской Гривы) в ее русле преимущественно встречаются обломки кварцитов. Но несколько ниже идут зеленокаменные породы, которые при микроскопическом изучении дают следующую картину (обр. № 203). Структура полнокристаллическая — можно назвать офитовой. Идиоморфные, почти нацело пелитизированные вкрапленники плагиоклаза (ряд альбита — альбитизированные). Моноклинный пироксен тоже часто в виде идиоморфных зерен с очертаниями правильного восьмигранника. Пироксен положительный, $2V = +58°$. Может быть отнесен к диаллагу. Крупные выделения — зерна титано-магнетита. Хлорит зеленоватожелтый, слегка плеохроичный. Порода сильно измененная. Главнейшие из вторичных процессов: полевые шпаты подвергнуты каолинизации, в пироксенах заметен процесс уралитизации — превращение в плеохроичную зеленую роговую обманку, а также оруденение по трещинам спайности. Порода может быть названа пироксеновым габбро.

Если вернемся назад к выходам пород у с. Тайлоп, то увидим, что изверженная порода жильной формации (№ 158), напр., прорезающая у с. Тайлоп свиту известняков и иногда кварцитов, при исследовании под микроскопом представляет следующее:

Структура полнокристаллическая. Идиоморфные вкрапленники плагиоклаза, ряда лабрадора, некоторые альбитизированы. Обыкновенная роговая обманка, плеохроичная в зеленокоричневых тонах, но судя по сохранившейся прямоугольной спайности, участкам пироксена, главную часть роговой обманки можно считать вторичной. Есть повидимому и первичная, причем отчетливо заметно более раннее выделение (кристаллизация) полевого шпата, так как полевой шпат как бы обрастает роговой обманкой.

Много моноклинного пироксена — авгита. Трещины заполнены баритом. Масса рудных выделений, которые представлены главным образом ильменитом (довольно сильно разрушенным). В небольшом количестве имеется хлорит, слабо плеохроичный в зеленоватожелтых тонах. Порода — жильное габбро (габбро-диабаз). Как видно из приведенных описаний, породы этой группы, в основном сходные петрографически, отличаются главным образом структурными признаками.

d) Кварциты и известняки. Правый берег р. Антропа вниз от поселка „Красная Речка“ сложен породами порфирито-туфогенного

характера, изредка сменяемыми кварцитами, роговиками или теми же порфиритами, но окварцованными. Элементы залегания кварцитов (в данном случае вероятно первично осадочного происхождения) следующие: → 245° под углом 75°; ←→ 335°.

Порфириты и туфогены залегают перемежающимися пачками пластов, повидимому, залегающих согласно с пластами кварцитов.

Локальным признаком этой свиты может служить отсутствие марганцовых корочек на породах и вообще отсутствие марганцового оруденения.

Двигаясь вверх по р. Антропу, будем встречать породы более или менее аналогичные описанным, к которым прибавляется новая порода, согласно входящая в общий комплекс, — известняки довольно сильной степени измененности.

На правом берегу р. Антропа при впадении р. Саза, в высоком коренном берегу обнажаются породы, которые вполне характеризуют комплекс пород, встречающихся на всем протяжении реки от поселка „Красная Речка“ до с. Новожилово.

Как дающую наиболее верное представление о характере комплекса пород опишем гору в северовосточной части с. Акол.

Со стороны, обращенной к селению, гора сложена темно серыми известняками, пронизанными жилками барита. Фауна в известняках не найдена. Участками, иногда целыми пластами, чаще в приконтактовой с изверженными породами зоне, известняки окремнены.

Элементы залегания: ←→ 230° под углом 77°; ←→ 320°.

Микроскопически эти породы (например № 147) представляют мелкозернистый перекристаллизованный известняк без терригенных частиц и без фауны. Известняк часто рассекается жилками кальцита и барита. Эта толща немых известняков сечется рядом почти пластовых жил изверженной породы, которая в контакте с известняками производит их окремнение. Процесс окремнения иногда проникает довольно глубоко в толщу известняков.

Помимо габбро-диабазов и известняков, в комплекс пород у с. Акол входят мощные пласты (до 10 и более метров) кремнистых пород, микроскопически представляющих однородную массу халцедонового облика. В одних случаях халцедонизированные пласты произошли определенно за счет контактового воздействия (вернее, повидимому, за счет поствулканического воздействия кислых терм, связанных с внедрениями габбро-диабазовой магмы) изверженных пород на известняки. В других случаях происходит переслаивание известняков и кремнистых пород, причем последние непосредственно не контактируют с изверженными породами, создавая таким образом возможность допущения или первичности этих кварцитов (кремнистых пород) или окремнения их по путям, которые на современной дневной поверхности не связываются с изверженными породами. Вероятнее первое допущение.

Выше по р. Антропу, вплоть до с. Новожилово, в коренных берегах реки обнажаются перемежающиеся толщи известняков и кремнистых пород, аналогичные описанным. Среди известняков близ с. Новожилово развиты разности, носящие несколько брекчиевидный характер и содержащие в небольших количествах мелкие зерна кварца (халцедона). Но общий характер толщи создает впечатление очень чистых перекристаллизованных известняков. Петрологически очень интересная группа пород, несколько затронутая уже ранее, обнажается по притоку р Антропа — речке Тайлоп. Речка Тайлоп впадает в р. Антроп с левой стороны у с. Новожилово; близ поселка того же названия (Тайлоп) она собственно и образуется, соединяясь из двух рукавов — левого и правого Тайлопа.

Породы, выходящие по этим речкам и р. Антропу, обнажаются преимущественно на нижних склонах долины. Водоразделы покрыты густой таежной растительностью на большой мощности наносных породах; поэтому, сделав несколько пересечений водораздела в мысах, образуемых извивами и поворотами р. Антропа, причем эти пересечения велись по едва заметным охотничьим тропинкам, мы не обнаружили ни одного коренного выхода и даже более или менее достойных доверия обломков, по которым можно было бы судить о породах, слагающих водораздел. Но тем не менее породы, выходящие в нижних склонах, позволяют составить суждение о породах этого участка, включая сюда и водоразделы.

Известняки с кварцитовыми породами образуют здесь синклинальную складку, простирающуюся в сев.-зап. направлении, борта которой обнажаются по речкам правого и левого Тайлопа, с одной стороны, и в коренных берегах р. Антропа, с другой.

В свите известняков, перемежаясь с ними, встречены темные оруденелые сланцы, по сланцеватости обогащенные рудными марганцовыми выделениями. Сами известняки очень перемяты — раздроблены, часто окварцованы, причем можно проследить ряд переходов от чистых известняков к чисто кремнистым породам микрокварцитового характера.

Не останавливаясь на породах, развитых по р. Антропу от с. Новожилово и вплоть до заимки б. Шахова, так как они аналогичны уже описанным, отмечу лишь, что в околице заимки Лютаевской (в $1^1/_2$ км ниже с. Сегилек) нами встречен выход кварцитовой брекчии, сцементированной марганцовой рудой. Общий характер этой брекчии совершенно аналогичен брекчиям, наблюдавшимся нами ранее.

Известняки, развитые в пределах околицы той же заимки, сильно дислоцированы, перемяты и прорезаны рядом пластовых и секущих жил габбро-диабазовой породы, в контакте с которой они окремнены, превращены обычно в черный микрокварцит.

При исследовании под микроскопом эти приконтактовые окремненные пласты оказываются пронизанными тоненькими прожилками, по которым происходило проникновение черного рудного вещества. Не-

полный химический анализ такой приконтактовой породы дал следующие цифры:

№ 85

SiO_2	98.37%
MnO	0.03
Fe_2O_3	—
BaO	0.08

Аналитик В. А. Егоров.

Обращает на себя внимание количественно определимое содержание BaO и MnO.

В отношении петрографической характеристики окрестностей Шаховой заимки и пересеченной нами Бийской Гривы (после работы на Шаховских марганцовых месторождениях мы перекинулись в долину р. Ушпы, по которой спутились до р. Бии) отмечу следующее. Сама Бийская Грива, как отмечают и другие исследователи, сложена, главным образом, кремнистыми породами микрокварцитового облика разнообразной окраски; но наряду с этими породами крупную роль (по крайней мере в этом пересечении) играют известняки, сланцы и изверженные породы габброидного типа.

Прежде чем спуститься в долину Ушпы, относящейся к бассейну р. Бии, подчеркну еще раз глубокую важность изучения известняково-кварцитовой свиты и с ней связанной жильной формации изверженных пород,—для понимания ряда вопросов тектонического, общегеологического и практического значения.

Эта свита, протягиваясь с СВ на ЮЗ, является зоной крупных тектонических нарушений и проникновения изверженных пород габброидного типа. Наряду с этим, как можно видеть из изложенного (что еще более подтверждается дальше), к этой же зоне приурочено развитие кварцитовых брекчий и микробрекчий, сцементированных обычно марганцовым веществом, причем скопления цементирующего вещества, может быть частично в результате процессов замещения, иногда достигают (судя по величине обломков руды) 30—40 см мощности.

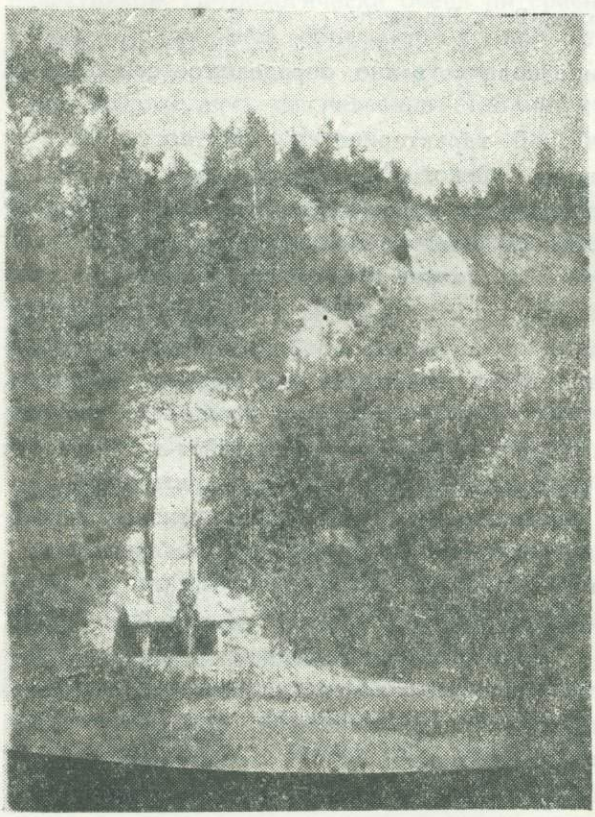
2. Правобережье р. Бии у с. Босток

В этом участке мы имеем очень интересное сочетание близких выходов различных пород района.

Вдоль правого берега р. Ушпы, представляющего высокую обрывистую гряду, известную у местных жителей под названием „Ажи", протягиваются выходы всех пород, которые характеризуют известняково-кварцитово-жильную формацию. Коренной берег высотой 150—200 м на склонах иногда хорошо обнажен, но часто мелкий лес, кустарники и каменные реки осыпей щебенки совершенно закрывают выходы коренных пород. Двигаясь в восточном направлении от устья р. Ушпы вдоль ко-

ренного правого берега (далеко здесь отступающего от современной долины реки Бии), через толщу перемежающихся выходов известняков, зеленокаменных пород и кварцитов, мы переходим к выходам гранитной интрузии р. Уймень.

Возвращаясь к правобережью р. Ушпы, отмечу, что внешний вид этого крутого обрывистого склона с отдельно торчащими вертикальными скалами до 80 м (как, например, скала „Монах") очень эффектен и издали, при спуске по р. Ушпе, напоминает развалины средневекового замка.



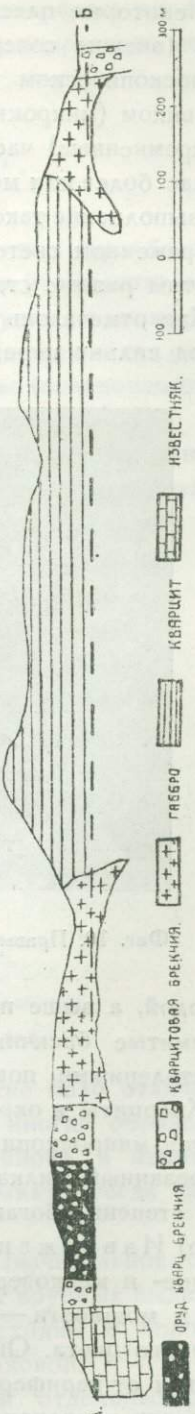
Фиг. 8. Берег р. Бии выше с. Ажинки — месторождение огнеупорных глин

Породы, слагающие правобережье р. Ушпы, грубо можно разделить на четыре группы: темносерые известняки, мергелистые сланцы, темные и серые микрокварциты, брекчии и микробрекчии из обломков кварцита, в большей или меньшей степени оруденелые марганцовыми соединениями, изверженные породы, представляющие ряд вариаций, переходов от полнокристаллических габбро через почти афанитовые разности к породам, уже отличающимся и по химическому составу, т. е. к переходным породам диоритового облика.

Естественный разрез коренного берега проделан здесь р. Ушпой в направлении с СВ на ЮЗ. На табл. приведен разрез, идущий по простиранию, чтобы наглядно представить взаимоотношения разных пород и наличие нарушений.

В крутом обрыве ниже устья р. Ушпы отчетливо заметна их сильная дислоцированность, заключающаяся в сильном измятии с локальными разрывами и перемещениями отдельных пластов. В этом месте образуется как бы узел складки, где можно наблюдать поворот господствующего направления давления в почти перпендикулярное. Простирание пластов со стороны р. Ушпы замерено в сев.-вост. направлении, приближающемся к широтному (т. е. река прорезает породы как бы по прости-

ранию). Останавливаясь на этом факте, интересно установить, что в этой сильно нарушенной, сопряженной с интенсивной вулканической деятельностью зоне сочетались напряжения давления (и, как их результат, общая дислоцированность пород) разных направлений (преимущественно северовосточного и северозападного) и, видимо, разных возрастов. На примере пород р. Антропа можно считать господствующим северозападное направление простирания; но известняки коренного берега рек Бии и Ушпы, простирание складок полеозоя по А. М. Кузьмину в сев.-вост. направлении, а также общее направление простирания всей известняковокварцитовой свиты указывают наличие северовосточного простирания. В более южных частях (бассейн р. Иши) северовосточное направление простирания самих пород выражено вполне отчетливо; сейчас же важно установить, что для бассейна рек Ушпы и Бии характерно северовосточное направление простирания всей свиты. Более детальные исследования должны полнее установить взаимоотношения отдельных составляющих данной свиты и расшифровать причины, придающие известную сложность тектонике этой зоны. Для нас пока важным является лишь установление факта, что выделенная нами известняково-кварцитово-жильная формация является зоной крупных тектонических нарушений.



Фиг. 9. Разрез по правому берегу р. Ушпы у ее устья.

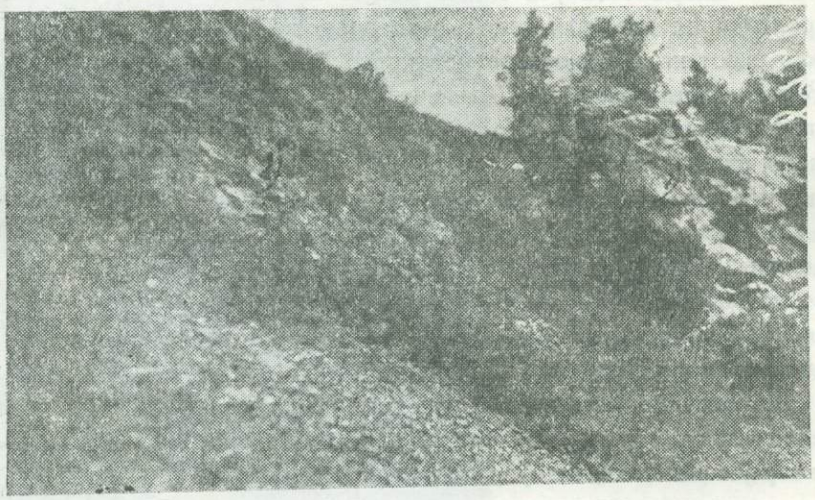
Переходя к петрографической характеристике пород, выходящих по правобережью р. Ушпы, отмечу их общее сходство с уже описанными породами; отмечу также, что разные жильные породы, в деталях различающиеся от ранее описанных, представляют крупный петрологический интерес.

а) Известняки, окремненные известняки и кварциты Известняки, не содержащие фауны, хорошо обнажаются близ трактовой дороги, ведущей вдоль берега р. Бии.

Известняки при микроскопическом изучении оказываются перекристаллизованными, причем в шлифах из отдельных пластов заметны вариации в отношении характера зернистости (крупнокристаллической, мелкокристаллической); известняки восточной части, обычно содержат незначительную примесь кварцевых зернышек, располагающихся участками; зернышки вероятнее всего терригенного происхождения.

Некоторые пласты из состава свиты, бравшиеся в поле как известняки (внешне совершенно анологичные нормальным известнякам), при микроскопическом изучении (например, № 219) оказываются типичным роговиком (микрокварцитом) такситового строения. Известняки (чистые и окремненные) часто бывают обогащены рудными выделениями, обычно в виде более или менее правильных образований призматической формы. Но выполнение такой призматической формы рудным веществом (черным, в отраженном свете серобелого цвета), повидимому, вторичное, так как заметны разные стадии заполненности таких форм.

Как отмечалось выше, по правому берегу р. Ушпы в ее устьи имеется выход сильно перемятых известняков, прорезаемых жильной диабазовой



Фиг. 10. Правый берег р. Бии ниже с. Восток. Гранит (1) прорывает габбровый (2) массив

породой, а выше по р. Ушпе выходят кварциты, окремненные известняки, перемятые брекчии и мелкие интрузии габбровых пород, являющиеся ответвленными, повидимому, от значительной интрузии габбро.

Кварциты и окремненные известняки чаще темного, но есть и белого цвета; микроскопически представляют мелкозернистый аггрегат кварца, прорезанный жилками выделившегося халцедона и в большей или меньшей степени обогащенный рудными выделениями.

b) Изверженные породы. Изверженные породы представлены средне- и мелкозернистыми интрузиями (видимые выходы тел до 70—100 м мощности — вкрест простирания) серого, серозеленого и чистозеленого цвета. Обычно почти в каждом таком теле можно видеть переходы от периферийных частей афанитового сложения через порфировые разности к полнокристаллическим разностям.

Как типичный пример изверженной породы приведу краткое описание образца № 238. Этот образец при микроскопическом изучении ока-

зался породой с типичной офитовой структурой. Идиоморфные вкрапленники полевого шпата, определенные на Федоровском микроскопе по следующим данным:

$$B\begin{cases} n_g - 75^\circ \\ n_m - 21^\circ \\ n_p - 79^\circ \end{cases} \qquad 2V = +79^\circ,$$

представлены альбитом № 8, сдвойникованным по карлсбадскому закону. Альбитовый характер плагиоклаза вероятно вторичного происхождения — результат альбитизации. Пироксен — крупные идиоморфные выделения авгита (диаллага). Хлорит — по полевому шпату и как результат изменения более мелкозернистой основной массы (полевошпатовой). Много крупных выделений титано-магнетита.

Порода может быть названа нормальным габбро (альбитизированным).

Химический анализ, произведенный В. А. Егоровым, дал следующие результаты:

SiO_2	47.46%
TiO_2	2.35
Al_2O_3	16.35
Fe_2O_3	2.79
FeO	9.96
MnO	0.20
CaO	8.85
MgO	3.99
BaO	сл.
Na_2O	4.32
K_2O	0.38
$H_2O \div 110^\circ$	0.32
Прямое определение воды	2.86
	$\Sigma = 99.83\%$

Магматическая формула по Ф. Ю. Левинсон-Леснингу.

$$3.5RO \cdot R_2O_3\ 4.7SiO_2;\ a = 1.45;\ R_2O : RO = 1 : 7$$

Другие выходы изверженных пород в этом участке мало отличаются от только что описанного образца. Наблюдается иногда образование большого количества роговой обманки (обыкновенной), в некоторых случаях определенно первичной, что заставляет называть тогда породу роговообманковым габбро.

Очень характерным для этого района является значительное содержание в габброидных породах хорошо образованных крупных выделений титано-магнетита. В этом отношении они очень сходны с породами, развитыми в верховьях р. Ушпы и близ заимки Шаховой.

Как важный, для установления взаимоотношений отдельных пород, факт, отмечу наличие на правом берегу р. Бии в 25 км ниже с. Боток ряда жил гранодиорита, прорывающих амфиболовое габбро.

Гранодиорит (порода № 251) представляет небольшой выход розовато-серой породы с крупными выделениями полевого шпата. Порода разбита хорошо выраженными тремя системами трещин отдельности:

1) → 297° ∠ 30°; ←→ СВ—ЮЗ
2) → 190° ∠ 67°; ←→ СЗ—ЮВ
3) → 52° ∠ 75°; ←→ СЗ—ЮВ

Благодаря этим системам трещин отдельности порода разбита на крупные (до 1 м) правильные параллелепипедальные глыбы. В породе обнаружены ксенолиты темнозеленоватой породы габброидного типа (те габбро, что выходят тут же в ближайшем соседстве).

Микроскопически гранодиорит представляет породу гранитопорфировой структуры, у которой основная масса мелкозернистый кварц и полевые шпаты (ортоклаз и кислый плагиоклаз).

Порфировидные вкрапленники представлены крупными выделениями полевого шпата (главным образом ортоклаза, плагиоклаза, ряда олигоклаза—мало), довольно сильно выветрелого.

Заметен процесс серицитизации и эпидотизации.

Довольно много крупных выделений зеленого плеохроичного хлорита, повидимому, продукта разрушения, а быть может замещения других цветных минералов (биотит). Среди зерен хлорита заметны мелкие зернышки эпидота. Довольно много зерен титано-магнетита, переходящего в лейкоксен. Порода может быть названа гранодиоритом, сильно измененным (серитицитация, эпидотизация, хлоритизация) процессами, вероятно, автометаморфизма.

Порода № 252, прорываемая гранитом № 251 и аналогичная ксенолитам, встреченным в породе № 251, представляет амфиболовое габбро офитовой структуры, с небольшим содержанием моноклинного пироксена и с большим содержанием хлорита и титано-магнетита. Имеются немногочисленные выделения эпидота.

Габбро также разбито системами трещин отдельности, но отчетливо выражены лишь две системы, замеры которых дали следующие цифры:

1) → 187° ∠ 75°; ←→ СЗ—ЮВ
2) → 75° ∠ 80°; ←→ СЗ—ЮВ

Из приведенного описания этих двух пород с несомненностью явствует относительная древность пород габбрового типа, чем пород кислой магмы (по крайней мере для этого района).

с) Марганцоворосные породы. Переходя к описанию брекчий и рудоносных пород, необходимо отметить, что часто ряд коренных выходов кварцитов и изверженных пород бывают покрыты блестящей с металлическим блеском марганцовой коркой. Одна из таких обманчивых блестящих поверхностей привела к открытию действительной залежи марганцовой руды.

Сравнительно недалеко от моста через р. Ушпу (выше метров на 250—300) в коренном берегу обнажается крупный утес мелкообломочной кварцитовой брекчии, снизу заросший мелким леском. На поверхности утеса происходит концентрация марганцового вещества, и поэтому он крупными участками покрыт сплошной марганцовой коркой (пленкой). Вся скала, которая представляет мелкообломочный аггрегат темных микрокварцитов и окремненных известняков (микроскопически аналогичных уже описанным), сцементированный незначительным количеством рудного материала, а главным образом кремнекислыми растворами, была тщательно осмотрена.

Руда была найдена только внизу у подножья в отвалах в виде крупных кусков совершенно чистой сливной марганцовой руды, анализ которой, произведенный В. А. Егоровым, дал следующие цифры.

SiO_2	0.90%
Fe_2O_3	0.21
MnO	8.26
MnO_2	83.98
BaO	2.95
H_2O – 101°	0.52
H_2O + 110°	2.06
	98.88%

Руда плотного сложения, черного цвета, слегка марающая (внешне отличается от обр. № 197).

Минерал не магнитен, в отраженном свете белого (сероватожелтого) цвета. Твердость очень высокая (5.5—6). Действие различных реактивов выражается следующим образом: HCl 1:1. Видимой реакции (от тридцатисекундного и минутного действия) незаметно. На поверхности полированного шлифа остается туманное пятнышко.

$SnCl_2$ с HCl — то же, но несколько резче.

HNO_3 — 1:1 аналогично предыдущему, но слабее.

KOH — совсем не действует.

$FeCl_3$ — 28% — действие, аналогичное действию кислот.

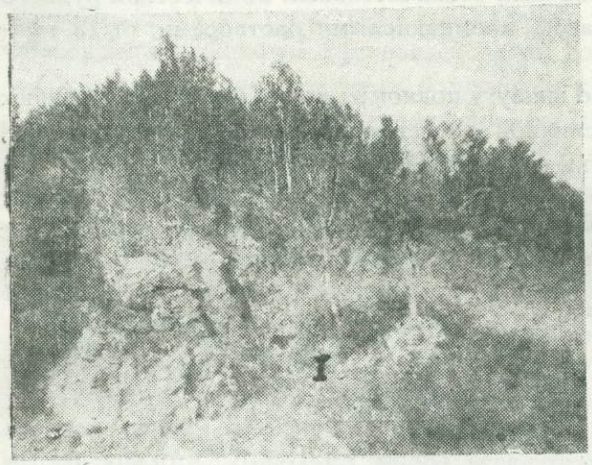
По этим данным минерал может быть отнесен к бариевым псиломеланам.

При продолжении поисков, несколько выше, нами была обнаружена коренная залежь марганцовой руды. Условия залегания этой залежи схематически изображены на фиг. 11.

Чрезвычайно плохая обнаженность, осыпи и обвалы щебенки, камней из скал, выходящих выше по склону, заросли кустарника — не позволили создать полного впечатления о размерах и возможном практическом значении залежи.

Обнаженный участок марганцового оруденения коренных пород представляет залежь, залегающую не согласно с окружающими породами известняково-кварцитовой толщи. В соответствии с этим ее видимая часть

мощностью до 1.5 м (дальше по склону завалы и заросли, среди которых скрыты коренные выходы) прослежена вниз по склону на протяжении 10—15 м, причем залежь имеет довольно крутое падение. Характер руды и рудоносной породы следующий. Повидимому, вмещающей породой является брекчия, так как среди марганцовой руды встречены обломки, иногда довольно крупные, кварцитов и окремненных известняков; но благодаря особым условиям цементирующее вещество — марганцовая руда (может быть благодаря процессам замещения)—получает преобладающее значение, и залежь поэтому в сущности представляет марганцовую руду (участками до $1^1/_2$—2 куб. м), в которую как бы включены мелкие и крупные обломки посторонних пород. Руда участками представляет плотную очень твердую массу, а участками мажущуюся. В ней изредка заметны участочки скоплений бурого железняка. Проанализированная средняя проба с обнаруженного участка рудоносной залежи дала следующие результаты:



Фиг. 11. Коренной берег р. Ушпы при впадении ее в Бию. 1—выход марганцовой брекчии

SiO_2	10.68
MnO	1.04
MnO_2	71.16
BaO	2.60
SrO	0.15
P_2O_5	0.03
Mn мет.	48.8
Fe мет.	2.12

Аналитик В. А. Егоров.

Обломки брекчии представлены темными и светлыми микрокварцитами и окремненными известняками (изверженные породы отсутствуют).

При рассмотрении марганцового вещества, являющегося цементом брекчии, определенно выясняется разнородность массы рудного вещества. Основной массой породы является темносерый, почти черный минерал, мажущийся, мелкозернистого сложения, незначительной твердости (ок. 2.5); затем среди такой массы заметны как бы каналы, выполненные очень плотным и твердым (твердость выше 5.5) минералом темносерого, почти черного цвета с металлическим блеском и, наконец,

в отдельных участках часто внутри породы, как бы в полостях, можно видеть как бы натечные образования (имеющие вид террасовидных уступов) тоже темносерого, очень твердого минерала.

Взаимоотношения этих структурных элементов можно видеть на фиг. 12.

Пунктир изображает основную мелкокристаллическую мажущуюся массу, а зачерненные участки показывают минерал с большой твердостью. Как можно видеть из рисунка, минерал большой твердости — псиломелан — заполняет канальцы внутри пиролюзитовой (полианитовой) массы и, повидимому, по отношению к последнему является первичным. Фиг. рядом изображает натечную форму на поверхности руды — псиломелана.

Эти обе разновидности марганцовых минералов были выделены и подвергнуты химическому анализу. Результаты следующие:

Обр. № 1 (рыхлый)		Обр. № 1 (плотный)	
SiO_2	0.92	SiO	6.45
MnO_2	90.02	MnO	64.48
MnO		MnO	3.29
BaO	2.23	BaO	7.08
SrO	0.07	SrO	0.44

Аналитик В. А. Егоров.



Фиг. 12. Структурные взаимоотношения рудной массы

Как видим, рыхлый образец с полным правом может быть назван пиролюзитом, а плотный — псиломеланом. При этом тот и другой содержат большие количества Ba и Sr, что особенно резко проявляется для псиломелана. Вспомнив, что выше говорилось об относительной первичности псиломелана, можно подметить, что с переходом более первичного марганцового соединения во вторичное (в данном случае рыхлую пиролюзитовую массу) значительная часть Ba и Sr теряется.

Сравнивая данные анализа средней пробы (71.16 MnO_2; 48.8% мет. Mn; 2.12% мет. Fe; 0.03% P_2O_5) с теми требованиями, которые предъявляет промышленность как металлургическая, так и химическая к промышленной руде (материал взят из работы А. Ю. Серк „Марганец". Обзор мин. ресурсов СССР, в. 24), можно сказать, что марганцовая руда в обнаруженном коренном выходе близ с. Восток вполне пригодна и является относительно высокосортной для нужд металлургической и химической промышленности.

Проследить этот выход залежи не представлялось возможным, но несомненно, эта залежь не ограничивается объемом, мною очерченным, так как очевидно, залежь продолжается вглубь коренного склона и по простиранию пластов на некоторое расстояние.

[1] Работами 1933 г. установлено, что залежь, связанная с брекчиями тектонического происхождения, имеет гораздо большие масштабы, чем это приводится здесь. Без разведочных работ установлено наличие руды в количествах, которые требующих промышленной разведки.

Каковы линейные протяжения всех этих направлений распространения залежи, пока сказать ничего нельзя.[1] Учитывая высокое качество руды (богатство марганца, незначительное содержание вредных примесей) и то, что несомненно руда присутствует еще в ряде выходов вдоль этого же крутого побережья р. Ушпы, желательна и даже необходима постановка, в первую очередь, детальных поисковых работ с легкой разведкой, которые могут показать удельный вес и значение открытых рудоносных точек.

Упоминая о наличии еще ряда несомненных точек марганцового оруденения коренных пород, я имел в виду те наблюдения, которые были нами сделаны во время пешеходной экскурсии по склону этого крутого побережья в целях выяснения его геолого-петрографического строения.

Основание вертикальной скалы „Монах", сложенной кварцитами (и частично окремнелыми известняками) прорезано дайкой изверженной породы, аналогичной уже описанным. Эта изверженная порода (к ней очень трудно добираться, так как приходится ползти по крутому склону, который представляет движущуюся при малейшем неосторожном движении реку каменных обломков) издали также блестела металлическим блеском, но, конечно, оказалась тоже только покрытой марганцовой коркой; сопоставляя с этим фактом обнаруженные тут же, но выше по склонам горы, громадные до $1^1/_2$ м в поперечнике глыбы, почти сплошь состоящие из марганцовой руды (аналогичной вышеописанной), можно притти к заключению, что в этой точке также несомненно имеется марганцовое оруденение коренных пород.

Заканчивая описание Бостокского участка развития известняково-кварцитовожильной формации, считаю необходимым подчеркнуть значение (теоретическое безусловно, а возможно и практическое) нахождения в коренном залегании залежей марганцовой руды, приуроченной к метаморфическим породам древней свиты. Главное значение этой находки заключается в том, что обнаруженные нами и известные ранее обломки (частью окатанные, иногда сравнительно крупных размеров) марганцовой руды в руслах рек, речек, ключей получены несомненно за счет размыва таких же коренных месторождений руды. Такая постановка вопроса создает большие возможности в деле отыскания новых месторождений марганцовой руды и требует развития поисковых работ по этому объекту, приуроченных именно к древним породам описанной свиты.

В районе с. Восток интересны также петрологические взаимоотношения различных пород, там развитых. Пока отмечу лишь некоторые детали в связи с породами той же известняково-кварцитовожильной формации (гранитный массив пока не принимается во внимание). Интересными вопросами являются: 1) происхождение кварцитов (микро), 2) связь между известняками, окремненными известняками (внешне сохраняющими известняковый габитус), кварцитами и брекчиями. Ответы на эти вопросы, повидимому, можно будет дать по освещении материала всего района,

так как петрогенетические отношения пород, повидимому, более или менее одинаковы на всем протяжении того или иного комплекса пород.

На карте можно видеть, что породы описываемой свиты переходят на левую сторону р. Бии и распространяются вплоть до с. Плешково (в 4—5 км выше устья речки Кебези). Если отсюда (от с. Плешково) двигаться в югозападном направлении (направление простирания свиты), то можно заметить, что первые выходы пород этой свиты встречаются уже около с. Абабково (берег р. Иши). В промежуточном пространстве крупная гранитная интрузия разделила свиту известняков и кварцитов на две отдельные части.

3. Бассейн р. Иши

а) Сланцы и роговики. Останавливаясь на югозападном продолжении этой свиты, нужно сказать, что в комплексе ее пород здесь появляется ряд новых. При изучении горных пород, выходящих по р. Ише, установлено, что, начиная от аила Теберек, куда доходят породы аналогичные породам кварцитовой (роговиковой) свиты, — преобладающими породами являются глинистые сланцы и песчаники, в западной части зоны сменяющиеся известняками.

Эта свита сланцев прорезается рядом различных изверженных пород. Жилы изверженных пород обычно сравнительно небольшой мощности (5—10 м, есть и меньше).

Сланцы внешне довольно свежие, фиолетовозеленоватой окраски, часто по плоскостям сланцеватости обогащены дендритообразными выделениями марганцовых соединений. Иногда на них наблюдается образование марганцовых корочек.

Элементы залегания отдельных пластов трудно определимы, но простирание определенно северовосточное (20 — 25), с падением на югово-сток.

Микроскопически сланцы (обр. № 297) представляют аморфную массу с единичными, в виде порфиробласт, выделениями кварца. В основной массе много вытянутых иголочек серицита, концентрирующихся слоями. По трещинам происходит выделение бурого железняка. В шлифе среди основной массы заметны немногочисленные выделения хлорита.

Наряду с описанными сланцами часто встречаются породы роговикового характера, представляющие мелкозернистую кварцевую массу с характерной структурой шашечной мостовой; в основной массе обычно заметны мелкие выделения серицита.

Вся эта сланцево-роговиковая толща, по возрасту, повидимому, относительно более молодая, чем выступающие западнее их известняки (так как падение пластов юговосточное), прорезана рядом жил различных изверженных пород. Жилы в общем случае пластоватые. Контактовых выделений, за исключением незначительного минералообразования,

не заметно. Вероятно, неотчетливость контактового воздействия жильных пород еще стушевывается благодаря общему метаморфизму, которым затронуты все древние породы района.

b. Изверженные (жильные) породы. Из изверженных пород, встреченных среди описываемой свиты, в этом участке главнейшими будут: 1) породы интерсертальной структуры, зеленоватого цвета (№ 297), среднезернистые. Они минералогически сложены преимущественно из полевого шпата, сильно каолинизированного, который по углам погасания и показателям преломления должен быть отнесен к альбиту (вероятно альбитизация). Среди основной массы много выделений кварца, кальцита и хлорита. Много рудных выделений, концентрирующихся в зерна с вытянутыми очертаниями, благодаря чему можно предполагать, что они являются остаточными продуктами разрушения цветных минералов. Порода может быть названа кварцевым порфиритом, но некоторые особенности делают возможным рассматривать ее несколько иначе, о чем речь будет ниже.

2) Близ с. Абабково свита сланцев прорезается рядом жил изверженных пород светлого (сероватозеленого оттенка) цвета, которые микроскопически представляют полнокристаллические породы гранитной структуры. Минералогически они состоят из ортоклаза (пор. № 311) главным образом и кварца. Из цветных минералов присутствуют, повидимому, как вторичные, немного хлорита и эпидота. Ортоклаз морфологически представлен двумя разновидностями: а) крупные идиоморфные выделения, обычно серицитизированные, и б) сферолитовые образования тех же полевых шпатов внутри обычной табличатой формы. Промежутки между вкрапленниками ортоклаза выполнены мелкозернистым кварцем и табличками плагиоклаза. Порода может быть названа лейкократовым гранитом.

3) Жильные породы серозеленоватого цвета, полнокристаллические, офитовой структуры. Минералогически состоят (обр. № 314) из выветрелого плагиоклаза, повидимому, сильно альбитизированного. Процессы выветривания, наблюдаемые в полевых шпатах,— серицитизация и каолинизация, вернее пелитизация (последняя в меньшей степени). Цветная составная часть, количественно почти равнозначная полевошпатовой, представлена моноклинным пироксеном (диаллаг) и обыкновенно роговой обманкой, плеохроичной в зеленоватокоричневатых тонах. Довольно много зеленого, слабо плеохроичного хлорита, часто являющегося продуктом разрушения роговых обманок.

В основной массе заметны мелкие зернышки кварца, который часто встречается как бы в центре разрушенного, превращенного в кальцит плагиоклаза. Кварц, повидимому, для данной породы — чуждый минерал.

Довольно много крупных выделений кальцита. Часто заметны иголки апатита. На поверхности полевых шпатов заметны также мелкие зернышки эпидота.

Порода может быть названа амфиболово-пироксеновым габбро, подвергнувшимся хлоритизации, серицитизации, каолинизации, кальцитизации

и эпидотизации. Несомненно, что одни из этих процессов — различные стадии выветривания, другие — результат контактметаморфических воздействий.

4) Жильные породы лампрофирового характера. Сравнивая приведенные краткие описания жильных пород, увидим, что, не считая жильных лейкократовых гранитов и лампрофиров, они сходны с основными породами, встреченными около с. Восток. Некоторые различия вносит присутствие кварца, что вероятнее всего отнести за счет гибридности жильных пород, возможно несколько обогащенных кремнекислотой при проникновении в толщу песчаников (по р. Ише близ с. Салазан имеются крупные выходы) и сланцев метаморфической свиты.

Взаимоотношения между отдельными жильными породами в поле не были установлены.

От с. Абабково до с. Паспаул по левому берегу р. Иши выходят, главным образом, изверженные породы — основные, габброидного характера выше с. Никольское и кварцевые порфириты выше с. Левинский поселок, в некоторых случаях напоминающие туфогеновую породу.

Зеленокаменные породы, развитые в районе с. Паспаул, аналогичны ранее описанным. Интересна разновидность жильной породы, встреченная нами близ с. Карасук. Это — изверженная порода (№ 353), при микроскопическом изучении оказавшаяся полнокристаллической породой офитовой структуры. Минералогически она состоит: 1) моноклинный пироксен (диаллаг), хлоритизированный и амфиболизированный, 2) обыкновенная роговая обманка, 3) плагиоклаз № 9 — повидимому, альбитизированный, 4) титано-магнетит, 5) хлорит, 6) эпидот, 7) кварц. Порода очень напоминает габбро Востокского района, отличаясь от них присутствием кварца.

c) Песчаники. Близ с. Паспаул развиты серозеленоватые породы мелкозернистого и среднезернистого строения, при микроскопическом изучении (№№ 325 и 326) оказавшиеся метаморфизованными песчаниками. Минералогически представлены преимущественно довольно круглыми зернами кварца и пелитизированными зернами полевого шпата. Много участков микрозернистого роговика, служащего в одних случаях цементом, в других образующего зерна. Имеются немногочисленные свежие выделения табличатого альбита. Цементом служит роговиковая масса, местами хлоритизированная. Порода может быть названа метаморфизованным (альбитизированным) песчаником.

d) Известняки, кварциты. Собственно за с. Паспаул начинаются выходы тех пород, которыми в сущности характеризовалась правобережная (по отношению к р. Бии) часть известняково-кварцитово-жильной свиты. Известняки, выходящие в высоких обнажениях коренных берегов р. Паспаул и ее притоков, сильно перекристаллизованы. Как интересную особенность необходимо отметить обнаруженные при микроскопическом изучении новообразования мелких табличек плагиоклаза, по показателям преломления

ряда альбита, и мелкого терригенного кварца. Вообще надо отметить, что, повидимому, альбитизация и новообразование альбита на примере изверженных и осадочных пород (известняки и песчаники) в этом районе представляют довольно широко распространенное явление.

Остальная часть исследованной нами области (преимущественно маршрутно и лишь в окрестностях г. Сугул более детально) распространения описываемой толщи представлена микрокварцитами, серыми и темными известняками и жильными породами габброидного типа.

Геологические взаимоотношения известняков и кварцитовых пород (пласты известняков и роговиков, залегающих согласно, имеют падение — 130 ∠ 60°; 220° ← 40°), повидимому, могут быть схематически определены следующим образом: песчаники и сланцы, вышеописанные, составляют более молодые отложения свиты и залегают в синклинальной части довольно крупной складки, образуемой здесь толщей известняков и кварцитов.

Останавливаясь на микрокварцитах, как породах, в основном слагающих г. Сугул, отмечу, что внешне это породы обычно светложелтого, реже темносерого цвета. Иногда имеются сильно пористые разности. Интересной особенностью кварцитов г. Сугул (например, обр. № 341) является то, что структурно они отличаются от кварцитов, встреченных по правобережью р. Бии. Обр. № 341 красноватого цвета (как бы обожженный) несколько пористый, причем по порам происходили, повидимому, импрeньяции рудного вещества. Под микроскопом порода представляет крупнозернистую массу, состоящую из вытянутых в одном направлении длинных зерен кварца. Такой же ориентированный характер строения кварцевых зерен встречен у ряда других образцов; это, а также наличие мусковита позволяет думать о бо́льшей степени метаморфизации пород этой части района, вызванной давлением.

Анализ образца № 341 дал следующие цифры (аналитик В. А. Молева).

SiO_2	98,40%
TiO_2	нет
Al_2O_3	0,14
Fe_2O_3	0,80
MnO	сл.
MgO	сл.
CaO	нет
	99,34%

Химический анализ показал чистоту кварцита и пригодность его применения в различных технических целях, несмотря на то, что он представляет одну из наиболее загрязненных, обогащенных примесями, разностей.

е) Марганцоворосные породы. Переходя к описанию этих пород, нужно заметить, что причиной, вызвавшей обследование нами бассейна р. Паспаул и других речек, берущих начало с г. Сугул, являлось нахождение местными жителями (например, гр-ном Беловым, давшим сведения экспедиции П. И. Лебедева) и также сотрудниками экспедиции П. И. Лебедева в 1931 г. в русле речек окатанных обломков марганцовой руды.

Обследованные нами в этом отношении г. Сугул; р. Паспаул и ее притоки показали, что действительно в русле рек встречается масса галек марганцовой руды. Последняя представлена или окатанными обломками чистой черной сливной руды, или брекчиевидной массой из обломков микрокварцита (часто снежно белого цвета и сильно дезинтегрированного), сцементированного большим количеством рудного (марганцового) цемента. Проанализированный один из наименее чистых образцов руды (с целью выяснения, главным образом, характера обломков брекчии) дал следующие результаты:

Обр. № 346

SiO_2	67.55
TiO_2	—
MnO	5.74
MnO_2	16.84
BaO	0.23

Аналитик В. А. Егоров.

В отношении внешнего вида образца надо сказать, что марганцовое вещество, повидимому, пропитывало какую-то первичную породу; судя по данным анализа, тот же кварцит. Следующая особенность, подмеченная при изучении условий нахождения марганцовой гальки, заключается в том, что она встречена в руслах речек, текущих в пределах распространения пород известняково-кварцитовой свиты и обычно в левых притоках р. Паспаул, стекающих с г. Сугул; русла правых притоков, осмотренные А. И. Федоровым, гальки марганцовой брекчии не содержат

Указанные наблюдения заставили нас отдать довольно много времени изучению г. Сугул. Но желательных результатов — отыскания коренных месторождений марганцовой руды — добиться не удалось. Неудача в этом отношении может быть объяснена отсутствием каких-либо обнажений на г. Сугул (коренные породы обнаруживаются лишь в редких россыпях обломков на пологих, сравнительно, склонах гор) и наоборот обилием густой лесной растительности. Местное население о коренных месторождениях также ничего не могло сказать. Но во всех притоках, стекающих с г. Сугул и впадающих с левой стороны в реку Паспаул, а также в речке Тайная и других, стекающих с северного склона возвышенности г. Сугул, встречается масса обломков и обломочков марганцовой руды (мар-

ганцовой брекчии), аналогичной встреченным уже ранее. Это позволяет считать существующим здесь тип марганцового оруденения, который уже довольно подробно описан для других мест.

При микроскопическом изучении образца № 346 оказалось, что картина взаимоотношений рудной и нерудной части представляет крайне прихотливый вид. В основной мелкозернистой чешуйчатой массе нерудного и пропитывающего его рудного минерала вкраплены отдельные крупные выделения рудного минерала, обычно имеющего весьма изрезанные границы. Минерал высокой твердости (5) в отраженном свете желтовато-серобелого цвета. Действие реактивов аналогично таковому на предыдущие образцы. Минерал — псиломелан. Выделения рудного минерала различной величины составляют значительную массу шлифа, распределяясь в нем равномерно по всей площади. Остальную площадь шлифа занимает мелкозернистая смесь рудного и нерудного минерала. Рудный минерал тот же псиломелан, а нерудный — кремнистая масса. В некоторых участках шлифа наблюдается как бы зональное строение основной массы, выражающееся в том, что слои более оруденелые перемежаются со слоями, состоящими преимущественно из нерудной массы. Возможно, на этом явлении видна некоторая прерывистость в проникании в породу марганцовоносных растворов. Образование крупных выделений псиломелана происходило, повидимому, путем выполнения пор и пустот, имевшихся в первоначальной породе.

Интересная особенность этой брекчии, как и в ранее встреченных образцах (Босток, Шахова заимка и др.), это то, что часто кварцитовые обломки брекчии, представляющие вмещающую породу, обращены в сильно дезинтегрированную, слегка даже сыпучую массу желтобелого цвета (как бы каолинизированную или обожженную), в то время как пласт той же породы, но за пределами рудного тела, представляет нормальную свежую плотную массу.

Резюмируя все сказанное, можно утверждать, что, несмотря на то, что марганцовые руды не найдены нами здесь в коренном залегании, их условия нахождения аналогичны таковым у марганцовых руд Антроповского и Бостокского районов, и что г. Сугул (вообще водораздельный хребет между бассейнами речек Паспаул, Маймы, с одной стороны, и речек Ташта, Тайная и др., с другой) содержит в своих пределах коренные месторождения марганцовоносной брекчии, приуроченной к известково-кварцитовой свите.

Заканчивая описание всего многообразия пород кварцито-известняково-жильной формации, отмечу факт продолжения описанной свиты пород, с которыми связано марганцовое оруденение, уже в бассейне р. Катуни, а именно: с дороги в высоком коренном берегу речки Карасук у с Карасук были замечены почти на вершине увала, среди коренных пород, темные крупные пятна с металлическим блеском. При ближайшем рассмотрении они оказались обильной марганцовой коркой, прикрывающей

оруденелые кварциты и прорезающие их жильные изверженные породы, вкратце описанные выше (№ 353).

То наибольшее внимание, которое было уделено нами описанию пород известняково-кварцитовой с жильными интрузиями формации, теперь несомненно понятно. Именно с этой формацией связаны коренные месторождения марганцовых руд, аналогичные Бестокским, и обломки таких же руд находились во многих точках всего района работ.

Заканчивая характеристику этой группы пород, суммируем наши наблюдения по кварцито-роговиковой и известняково-кварцитово-жильной формации. Внимательно сопоставив комплексы пород обеих свит, их взаимоотношения в смысле геологических условий залегания, можно притти к заключению, что вероятнее всего эти две свиты представляют породы, отвечающие двум комплексам, аналогичным Енисейской и Кутень-Булукской свитам Кузнецкого Алатау.

Известняково-кварцитово-жильная формация и кварцито-роговиковая толща могут быть отнесены к породам Енисейской свиты, в то время как южная часть района по р. Ише сложена преимущественно обломочными породами типа метаморфизованных песчаников, сланцев, вулканогенных туфовых пород, которые могут быть приравнены к граувакам, глинистым сланцам и т. д. Кутень-Булукской свиты.

Имея такое общее сходство, несомненно требующее детализации, наши породы в то же время несколько отличны от комплекса пород Кузнецкого Алатау. Одним из главнейших отличий будет то, что кремнистые породы в определенной своей части, по крайней мере в югозападной части района, вероятно являются продуктом вторичного окремнения, обусловленного одним или несколькими из следующих факторов воздействия.

1) Контактовое воздействие очень крупного гранитного массива (Бийского). Масштаб зависящего от этой причины окремнения можно предполагать значительным, и к такому объяснению всего больше склоняется мысль, когда видишь однородную толщу кремнистых (микрокварцитовых) пород, достигающую нескольких сотен метров мощности.

2) Контактовое воздействие интрузивных пластов и мелких массивов основных пород. В этом случае вторичное окремнение известняков прослеживается очень хорошо. Масштаб явления ограничивается зоной сравнительно небольшой мощности, порядка нескольких метров.

3) Третьим возможным фактором окремнения весьма вероятно послужили причины, повлекшие, по мнению А. А. Васильева, образование микрокварцитов района Мазульского месторождения. Окремнение упомянутых пород А. А. Васильев связывает с образованием древней коры выветривания латеритного типа, когда, по его мнению, в условиях влажного и жаркого климата, освобождающийся кремнезем в значительной части мигрировал, окремняя породы.

В виду того, что в югозападной части района, в области развития кварцито-роговиковой толщи, у нас отсутствует верхний покров рыхлых отложений, последнее обстоятельство как фактор окремнения остается несколько проблематичным.

С другой стороны, в составе известняково-кварцитовой свиты, особенно по р. Антропу (с. Ахол), нами наблюдались факты, которые позволяют определенно утверждать первичность микрокварцитовых пород. Достаточно убедительным фактом на наш взгляд является переслаиваемость совершенно свежих известняков с метровыми, иногда и большей мощности, пластами кремнистых пород.

При внимательном сравнении наших пород с аналогичными породами Енисейской свиты и сопоставлении наших наблюдений с обобщениями А. Н. Чуракова в его сводной работе о Кузнецком Алатау, можно отметить еще два очень важных обстоятельства. Первое обстоятельство это то, что докембрийские породы (протерозой, альгонские толщи) после отложения Кутень-Булукской свиты были подвергнуты дислокационным воздействиям, действовавшим в разных направлениях, благодаря чему мы имеем систему складок первоначально северозападного направления, которые впоследствии новым давлением были смяты в складки северовосточного направления.

Применяя концепцию А. Н. Чуракова к нашему району, можно объяснить переполненность известняково-кварцитовой свиты жильными (хотя есть районы, как напр. с. Восток, где мы имеем превосходно выраженные габбровые массивы) изверженными породами, преимущественно габбро-диабазового характера. По А. Н. Чуракову, в случае нового давления на породы, смятые в складки двух направлений, в них происходят явления, ведущие к ослаблению или разрывам определенных участков зоны, благодаря чему получаются трещины или ослабленные места, которые могут служить путями для проникновения базальтовой магмы. Данное объяснение с полной законностью приложимо и к нашему комплексу пород, образующему зону, к которой приурочено развитие изверженных пород и марганцового оруденения.

Очень важный факт, который до сих пор упоминался исключительно как таковой, представляют наши микрокварцитовые брекчии, приуроченные к известняково-кварцитовой свите в зоне, простирающейся в северовосточном направлении. Наши кремнистые брекчии, повидимому, представляют образования, аналогичные раздробленным кремнистым пластам верхней части Енисейской свиты, и аналогичны таковым, описанным А. А. Васильевым в работе о Никулинских месторождениях марганца. По А. Н. Чуракову, трещины, образовавшиеся в результате радиальных дислокаций, заполнялись различными рыхлыми продуктами, причем такое заполнение связано с образованием очень интересных минералов, содержащих ванадий, уран, представленных алюмогидрокальцитом и т. д.

Накопление упомянутых выше минералов А. Н. Чураков ставит в связь с существованием древней коры выветривания. Наш взгляд по этому вопросу будет развит позже, сейчас можно лишь отметить, что по фактам, обнаруженным в нашем районе, образования, связанные с древними тектоническими трещинами, представленные преимущественно марганцовой брекчией, резко отличаются от образований коры выветривания, представленных также марганцовыми отложениями плюс каолиновые и бокситовые продукты разложения пород. На примере нашего района несомненен факт предшествования известного цикла радиальных дислокаций образованию древней коры выветривания.

Заканчивая характеристику докембрийских осадочных образований района работ, отмечу, что в отличие от данных А. М. Кузьмина, А. Н. Чуракова и А. А. Васильева темная окраска наших микрокварцитов зависит отнюдь не от битуминозного вещества. Ряд образцов (№№ 59, 330 и 185) при прокаливании не обесцвечивался, но при быстром опускании в раскаленном состоянии в воду покрывался красным налетом, что, повидимому, связано с окислением рассеянных частичек железистых соединений.

D. ГРАНИТЫ

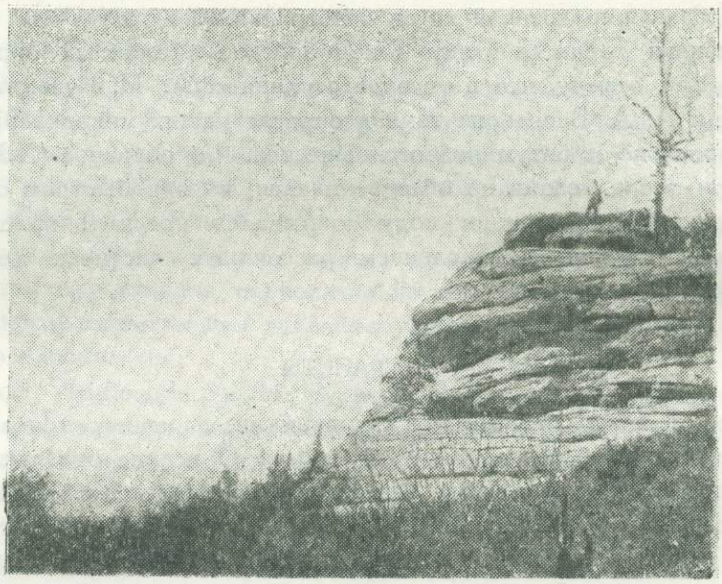
Во время работ нашими исследованиями в разных точках района были затронуты породы гранитной магмы. Описание отдельных выходов гранитов, как, например, на берегу р. Иши у с. Тайнинского, мы встречаем у Б. К. Поленова; граниты юговосточной части района (близ с. Абабково) затронуты описанием С. А. Яковлева. Наблюдения этих исследователей, а также наши собственные работы позволили установить, что в восточной части района на дневной поверхности обнажается довольно значительный гранитный массив площадью около 2000 кв. км. Часть этого массива выходит по правобережью р. Бии, а в основном массив располагается по левобережной части р. Бии. Граниты, выходящие по р. Бии при впадении р. Уймень, с. Удаловка и др., относятся А. М. Кузьминым по возрасту к среднедевонским. В этой части района граниты, представляя единственные коренные породы, обнажаются и на вершинах гор (отдельные вершины которых, как, например, г. Синюха у с. Плешково, имеет до 500 м относительной высоты) и в крутых берегах речек и ручьев.

Несомненно, отдельные части этого гранитного массива имеют различия между собою, но эти различия только подтверждают правильность воззрения на граниты этой части района, как на один общий массив.

Детальное петрологическое изучение гранитов этого массива производится М. К. Бельштерли, работавшей в соседних районах (по р. Бии), где имеются выходы, повидимому, аналогичного гранита; но общее опи-

сание, необходимое для целей общей увязки генезиса и взаимоотношений различных пород района, т. е. для полной их петрологической характеристики, считаю нужным привести и здесь.

Проф. Б. К. Поленов обследовал Бийский массив (будем дальше так называть область развития гранитов правобережья и левобережья р. Бии), пересекши его с востока на запад. При этом пересечении им дана довольно полная характеристика различных разновидностей гранитных пород от кварцевых порфиров в пограничных областях к нормальным гранитам в центральных частях массива. В водораздельной части бассейна р. Чапши им описывается выход темнозеленой порфировой породы, состоящей из плагиоклаза, авгита, и в виде примеси зеленой слюды, хлорита, апатита, титанита и титан-содержащего магнитного железняка. Взаимоотношений этой породы, которую он по структуре и минералогическому составу относит к жильным слюдяно-авгитовым порфиритам с гранитами, Б. К. Поленов не устанавливает. Но, как увидим дальше, это обстоятельство имеет большой интерес с точки зрения общепетрологического понимания района.



Фиг. 13. Выветрелые граниты вершины г. Синюхи; левобережье р. Бии близ дер. Плешаковой

Нашими работами граниты захвачены в западной части близ с. Карагайка (г. Синюха по Большой Речке); затем проделан меридиональный маршрут, захватывающий граниты р. Уймень (правый берег р. Бии), речки Тебези (крупная возвышенность — г. Синюха), последняя почти вплоть до верховий; затем с южного конца (от с. Абабково) был

совершен маршрут, также в общем меридионального направления, до стыка с Тебезенским маршрутом.

1. Старо-Бардинский район

В Старо-Бардинском районе близ с. Карагайка имеются выходы гранитных пород, которые будут интересны для нас с точки зрения генезиса каолиновых глин, встреченных в этих местах.

В с. Карагайка, по левому крутому берегу, высотой до 30—40 м, речки Карагайки, обнажаются светлые породы, которые после внимательного изучения должны быть отнесены к измененным породам гранитной магмы. Породы (№ 6—9) представлены белыми и светло-серыми разностями, иногда с желтоватым оттенком (то, что Б. К. Поленов называет регенерированными гранитами) с порфировыми образованиями нацело разрушенного полевого шпата. По трещинкам порода покрыта обильными корочками натечного характера марганцовых соединений.

Химический анализ этой сильно разрушенной породы, произведенный А. И. Федоровым, дал следующие цифры.

SiO_2	79.12
TiO_2	0.18
Al_2O_3	13.64
Fe_2O_3	0 75
FeO	0.49
MnO	—
MgO	0.71
CaO	2.34
Na_2O	0.64
K_2O	1,07
$H_2O+^{100°}$	0.64
$H_2O-^{100°}$	0.41
	99 58

Обращает на себя внимание малое содержание щелочей наряду с большим содержанием кремнекислоты.

В этом обнажении имеется еще ряд разностей гранитных пород, отличающихся по степени разложения, которые позволяют установить постепенность их перехода в „каолиновые" продукты разложения. Под словом каолиновые понимается здесь переход гранита в белую глинистую породу.

К востоку от с. Карагайка, в долине Большой Речки, верховья которой (г. Синюха) находятся недалеко от заимки Суртаева, все сопки, возвышенности крутого водораздела сложены обычно крупнозернистыми гранит-порфирами розовато-красного цвета. Микроскопически эти граниты состоят преимущественно из крупных выделений кварца и ортоклаза (последний часто в виде хорошо образованных идиоморфных кристаллов)

и в меньшей степени микроклина и альбита с совсем незначительной примесью биотита и еще более редкими минералами, как-то цирконом, гранат и титанит.

На фиг. 14 дана фотография вершины г. Синюхи с выходящими на ней гранитами, имеющими хорошо выраженную матрацевидную отдельность.

По правому берегу р. Иши, близ с. Тайнинское, высится крутой бом, где обнажаются описанные в свое время проф. Б. К. Поленовым граниты. Наше впечатление от этих гранитов в общем не отличается от описания



Фиг. 14. Матрацевидная отдельность гранитов. Вершина г. Синюхи близ заимки Плешкова, лев. бер. Ии

Б. К. Поленова, но в некоторых отношениях имеются различия и дополнения. Граниты преимущественно серого цвета, иногда с розоватым оттенком, в общем сходны с гранитами г. Синюхи (Большая Речка — так как есть еще ряд гор с аналогичным названием). По своему крупнокристаллическому строению — отдельные зерна 0.5—1 см величиной — эти породы скорее должны быть названы гранит-порфирами. Граниты часто рассечены светлыми мелкозернистыми жилами аплитового характера. Среди общей крупнозернистой массы часто заметны линзовидные шлировые выделения. Граниты разбиты тремя системами трещин отдельности на довольно правильные глыбы параллелепипедальной формы. Направления трещин отдельности следующие:

1) → 95° ∠ 75° ←→185°—5°. Наиболее хорошо выраженная система трещин отдельности, причем по этому направлению обычно следуют аплитовые жилы.

2) → 185° ∠ 89° ←→ 95°—275°. Хорошо выраженная вертикальная система трещин отдельности, жильные образования отсутствуют.

3) Плохо выраженная, перпендикулярная двум предыдущим, почти горизонтальная (угол падения = 10—15°) система трещин отдельности.

Минералогически граниты представлены кварцем, ортоклазом (иногда в слабой степени пертитового характера), немногочисленными зернами микроклина и альбита (последний № 7—9). Немного биотита и мусковита. Аплитовые жилы минералогически сходны с основной гранитной массой, только более мелкозернисты и отличаются полным отсутствием цветной составной части. Главными составными частями являются кварц, ортоклаз, в меньшей степени микроклин; обычно немного игольчатого мусковита; совсем мало кислого плагиоклаза ряда альбита (№ 7—10). Некоторые жилы выполнены целиком крупнокристаллическим кварцем, с выделениями в промежутках ярко поляризующего мусковита.

Полевые шпаты этого гранитного выхода довольно свежие, хотя ортоклаз обычно слегка помутнелый и в отдельных случаях буроватый. Ясных процессов каолинизации не заметно.

2. Правобережье р. Бии

Граниты, выходящие в этой области, захвачены нами 1) по речке Уймень, от моста близ устья и 6—7 км вверх от этого места, 2) по правому коренному берегу р. Бии, тоже от правого склона долины р. Уймень вниз по течению.

Приблизительно в $^3/_4$ км к западу от р. Уймень, вдоль коренного берега р. Бии, проходит граница соприкосновения гранитов и пород известково-кварцитовой толщи. Непосредственного контакта между этими породами, в силу задернованности склонов, наблюдать не пришлось; но тем не менее некоторые данные о характере контактовых явлений имеются и будут приведены ниже.

Сами граниты в общем почти не отличаются от гранитов р. Иши. Они большей частью крупнозернистые, гранит-порфирового облика, серо-розоватого цвета и в меньшей степени (особенно выше по р. Уймень) серые мелкозернистые. Минералогически они представляют кварцево-ортоклазовые породы с небольшим содержанием микроклина и совсем незначительным содержанием плагиоклаза (ряда альбита). Характерно для этих гранитов незначительное содержание в них цветной составной части (биотит). Шлировые выделения, которые довольно часто заметны в обнажениях гранита, несколько обогащены биотитом, и в этом отношении ближе подходят к нормальному типу гранитов, чем основная масса лейкократового гранита. Из более редких минералов присутствуют циркон, апатит и рудные выделения (чаще гематит).

Не останавливаясь больше на описании гранитов, их условий залегания, форм отдельности, что у них все более или менее сходно с анало-

гичными особенностями уже описанных гранитов, я несколько остановлюсь на характере воздействия гранитной интрузии на соседние породы.

Дело в том, что при прослеживании перехода свиты перемежающихся пластов известняка, роговика и зеленокаменных пород, которые сами по себе обладают признаками, указывающими на метаморфическое воздействие, к гранитам — промежуточных стадий, явлений контактового метаморфизма не было подмечено.

К метаморфическим признакам осадочно-жильной свиты могут быть отнесены: перекристаллизованность известняков, наличие роговиков, эпидотизация и хлоритизация основных жильных изверженных пород.

Сам гранит вблизи контакта — крупнозернистый, с мясокрасным ортоклазом. В шлифе эта порода состоит из крупнозернистых выделений чуть буроватого ортоклаза. В меньшей степени в этом граните развиты кварц и плагиоклаз. В отдельных участках шлифа заметны большие скопления зернышек эпидота (повидимому, в данном случае не являющиеся продуктом разрушения).

Резюмируя сказанное, можно заключить, что ясных следов контактового изменения пород (благодаря воздействию гранитной интрузии) по правобережью р. Бии не заметно.

Еще раз указывая, что контактовая полоса осталась скрытой от наблюдений, так как между последними выходами осадочной толщи и выходом красных гранитов склон коренного берега на протяжении полкилометра покрыт толщей наносов и задернован, отмечу, что перекристаллизация известняков, ороговикование (окремнение), возможно, тех же известняков, как и хлоритизация и эпидотизация, могут быть обусловлены воздействием гранитной интрузии, а также несомненно частично (а может быть и главным образом) зависят от действия процессов общего метаморфизма.

3. Граниты речки Тебези и левобережья р. Бии

Речка Тебезя течет в меридиональном направлении и от своих верховий вплоть до с. Плешково имеет широкую долину, ограниченную высокими (как, например, г. Синюха и ее отроги) коренными берегами, сложенными гранитами.

К западу от с. Плешково высится массив г. Синюхи, подъем к которому, начинаясь от самого с. Плешково, тянется на протяжении 5 км. Отроги этого массива протягиваются в общем меридионально до верховий р. Чапши, где они смыкаются с водораздельными пространствами между бассейном р. Чапши (бассейна Катуни) и р. Бии (ее приток р. Пуу).

Массив г. Синюхи сложен однородными гранитами, очень похожими на граниты р. Иши и р. Уйменя. У с. Плешково коренной левый берег

р. Тебези (крутой, в то время как правый пологий) сложен гранитами, интересным в силу тех процессов выветривания, которые на нем заметны. Гранит крупнозернистый, состоит, главным образом, из кварца, пелитизированного ортоклаза и очень небольшого количества биотита. Процессы выветривания заключаются в сильнейшей физической дезинтеграции, когда толща гранита в несколько десятков метров превращена in situ в дресву. Каолинизации (по крайней мере в сильной степени) не заметно.

Среди этих гранитов имеются более меланократовые разности, имеющие характер шлировых выделений, в одних из которых присутствуют, кроме ранее упомянутых минералов, ромбический пироксен и эпидот, а в других зеленая роговая обманка. В обнажениях гранита можно было отчетливо замерить лишь одну систему трещин отдельности — вертикальную с простиранием 178° (180°).

Против с. Плешково, на берегу реки Тебези, высится крутой яр высотой до 60 м. Это обнажение сложено сильно выветрелыми гранитами и прорезающей их жилой зеленокаменной породы. Простирание жилы 182°, что соответствует простиранию одной из трещин отдельности.

Контактных явлений между жильной породой и гранитами, может быть в виду сильнейшей дезинтеграции того и другого, не заметно. Можно наблюдать лишь, как от периферийных частей жилы к центральным порода из афанитовой превращается в крупнозернистую, полнокристаллическую.

Минералогически жильная порода состоит из зеленокоричневой, плеохроичной роговой обманки и плагиоклаза, сильно выветрелого, по $n_p \wedge M = +20°$ относящегося к ряду андезина (№ 40). Порода сильно выветрелая. Из более редких минералов — иголки апатита, эпидота, вторичного хлорита, рудного выделения. Порода может быть названа диоритом.

Несколько дальше образец № 267, взятый из контакта другой аналогичной жилы с гранитом, представляет собой кварцево-ортоклазовую породу с большим количеством эпидота в виде крупных зерен и небольшого количества титанита. Вершина г. Синюхи и ее склоны сложены типичными для этих мест гранитами, а именно, розоватосерые породы (имеются и красноватые разности) гранит-порфирового облика, существенно состоящие из кварца и ортоклаза с небольшим количеством кислого плагиоклаза и с очень незначительным содержанием биотита, иногда имеющего плеохроичные ореолы (породы №№ 273—276). На вершине горы граниты обладают великолепно выраженной матрацевидной отдельностью в некоторых случаях параллелепипедальной с неоглаженными краями. Различные типы отдельности представлены на выше помещенных фотографиях (фиг. 13 и 14).

На вершине горы замерена кварцевая жила мощностью 0.50 м с простиранием в 181°, т. е. соответствующая одной из систем трещин отдельности.

Граниты, расположенные по правобережью р. Тебези и в особенности в ее верхних частях, минералогически сильно отличаются от гранитов г. Синюхи.

В густой лесисто-таежной, к тому же болотистой части правобережья р. Тебези, во всех ручейках и ключах, впадающих с правой стороны мы находили глыбы, иногда до 1.5 куб. м объемом, серого мелкозернистого гранита. Такие же граниты in situ были встречены километров в 12 выше с. Плешково в обнажении на правом берегу речки Тебези.

Характерными особенностями этих гранитов являются (№ 277 — 280) их мелкозернистость и своеобразие полевых шпатов. Полевой шпат обычно представлен микроклином и микропертитом. Иногда заметны обильные прорастания полевого шпата кварцем, — микропегматитового характера. Некоторые образцы носят характер типичных микропегматитов.

По цветной составной части эти мелкозернистые граниты сходны с ранее встречавшимися крупнозернистыми; в них наблюдается то же самое малое содержание биотита, иногда доходящее до полного его отсутствия. В некоторых образцах цветной составной частью является роговая обманка. Довольно много магнетита и гематита и мало циркона (единичные зерна).

В верхних частях речки Тебези, по речке Осиновая выше с. Осиновское, близ дороги на заимку Прячишникова, имеется выход крупнозернистого гранита розового цвета, состоящего из сравнительно крупных идиоморфных кристаллов ортоклаза, кварца. Микроскопически этот гранит представляет породу порфировой структуры. Основная мелкозернистая кварцево-полевошпатовая масса содержит биотит и мусковит. Вкрапленники представлены ортоклазом (часто идиоморфных очертаний, причем шлиф прошел по плоскости более или менее перпендикулярной к длинным осям многих зерен), кварцем и плагиоклазом ряда альбита. Многие зерна полевого шпата пертитового характера.

Тут же в этом обнажении наблюдается выход дайки, с широтным направлением, диоритовой породы.

Микроскопически приконтактовая часть этой диоритовой породы (№ 283) представляет мелкозернистую, сильно эпидотизированную и хлоритизированную полевошпатовую породу с незначительным содержанием кварца.

Заканчивая описание пород, выходящих по речке Тебези, нужно заметить, что возвышенности к востоку от с. Плешково остались неизученными, но ближайшие вершины при обследовании оказались сложенными очень интересными породами. В одном из логов, спускающихся с этой возвышенности, из-под толщи наносов выступают полнокристаллические среднезернистые породы, оказавшиеся пироксенитами; минералогически они состоят из крупных идиоморфных выделений моноклинного пироксена (№ 289), отороченного каемкой зеленого плеохроичного амфибола. Основная, сравнительно мелкокристаллическая, масса представлена зеле-

ной плеохроичной роговой обманкой, являющейся, повидимому, продуктом полной амфиболизации (уралитизации) мелкозернистого пироксена.

Тут же в логу в коренном залегании обнаружены мелкозернистые граниты микроклинового и микроклинпертитового характера с малым содержанием биотита и довольно большим — рудных зерен (магнетит 20). Каковы взаимоотношения между пироксенитом и гранитом, сказать нельзя. Важно отметить,что граниты к востоку и к западу от долины р. Тебези по структурным и минералогическим признакам заметно отличаются друг от друга.

Переходя к последнему обследованному нами участку гранитного массива, нужно отметить, что вершины вытянутых в широтном направлении гор Баланак, Актюбе и водораздельные пространства близ сел. Верхний и Нижний Узлек сложены преимущественно типичными для этих мест красными (что очень резко заметно на обнаженных обрывистых вершинах) ортоклазовыми гранитами с незначительным содержанием цветной составной части.

Несколько южнее к периферии гранитного массива, вдоль берегов речки Кыска, выходят мелкозернистые и среднезернистые граниты, довольно сильно выветрелые. Интересная особенность этих гранитов (обр. № 300) — наличие полевых шпатов в виде сферолитовых образований.

В остальном граниты сходны с ранее бывшими, если не считать их мелкозернистости, присутствия в некоторых образцах одновременно биотита и мусковита и их значительной выветрелости.

В околице с. Паспаул имеется небольшой выход сильно выветрелого гранита (ранее описанный С. А. Яковлевым), состоящего из кварца, разрушенного ортоклаза (пелитизированного и серицитизированного) и крупных довольно свежих зерен плагиоклаза, по углу n_p с М в сеч. $\perp$ МР= —(3—4°) относящегося к № 15—16 (альбит — олигоклаз). Из других минералов: биотит, мусковит, гематит, магнетит и эпидот.

Заканчивая описание гранитного массива, нужно сказать, что помимо самого гранитного тела к этой же интрузии должны быть отнесены все те же жильные породы лейкократового гранита, которые были описаны одновременно с породами известняково-роговиковой жильной формации, которую они прорывают. Такие породы часто встречаются по правобережью р. Иши ниже с. Абабково; единичные выходы аналогичных (хотя внешне и отличающихся) пород имеются близ с. Восток (№ 251). Эти жильные породы, исходя из сходства минералогического состава и условий залегания, являются ответвлениями общего интрузивного гранитного тела.

Взаимоотношения жильных пород габброидного типа, входящих в состав известняково-кварцитовой свиты, с гранитами, а также жильными диоритовыми породами самого гранитного массива, будут разобраны в другой статье; но вероятно они также являются ответвлениями сравнительно неглубоких интрузий габбро. Эта связь хорошо прослеживается на примере Бостокского района.

Е. ПЕСЧАНИКИ И МЕРГЕЛЯ (ПО А. М. КУЗЬМИНУ) ДЕВОНСКОГО ПЕРИОДА

Породы этой группы, как показано на нашей карте, встречены нами только в одном месте, а именно по правому берегу р. Бии, в 4—5 км выше с. Ажинки. Породы этой свиты представлены песчаниками кварцево-полевошпатовыми, иногда с глинистым, чаще с известковым цементом. Некоторые пласты мелкозернистого песчаника мергелистого характера содержат обильную, но плохой сохранности фауну *Brachiopoda*. В песчаниках присутствуют углистые прослойки и включения. Несколько выше по реке обнажаются песчанистые известняки также с фауной (*Brachiopoda* и *Lamellibranchiata*), простирающиеся ←→ 148°←→328° и ↔ 58° ∠ 30°.

В виду незначительности выходов этой свиты и ее несущественной роли в общем литологическом комплексе района работ, более детальная характеристика пород этой свиты здесь не приводится.

КАОЛИНОВЫЕ ГЛИНЫ

Одним из основных объектов нашей летней работы являлись исследования каолиновых глин, изучение их генезиса и распространения. Так как данная работа является предварительным освещением в печати богатых материалов, собранных экспедицией, то в этой части почти исключительно приводится лишь фактический материал, и тот не целиком.

Каолиновые глины, большей или меньшей степени чистоты, встречены в различных точках района.

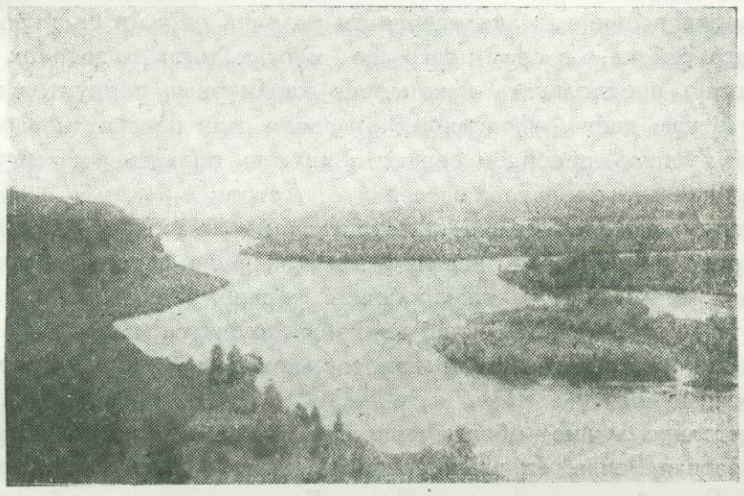
Крупным месторождением, уже разрабатываемым (хотя и довольно кустарно), является Ажинское месторождение каолиновых глин, охристых глин и кварцевых песков, разведанное в 1928 г. инженером Ю. А. Кузнецовым. Не останавливаясь на детальном изложении наших наблюдений, отмечу, что практическое значение этого месторождения может быть расширено по сравнению с заключением Ю. А. Кузнецова, так как несомненно существуют пласты глин и прекрасных охр как в самом с. Ажинка, так и ниже его, не обнаруженные разведочными работами.

В Старо-Бардинском районе близ с. Карагайка уже давно известен выход белой глины, который еще Б. К. Поленовым объяснялся как накопление каолиновых продуктов выветривающихся гранитных пород коренного берега речки Карагайка.

Исходя из условий залегания этой глины, заполняющей дно древней долины речки Карагайки и прикрытой новейшими речными отложениями, можно предполагать, что каолиновые глины представляют определенный горизонт подтеррасовых отложений. Принимая видимую в крестьянских ямах мощность глин около 1.5 м и считая, что они (глины) выполняют нижнюю часть впадины долины речки Карагайки, образующей здесь озе-

ровидное расширение довольно большой площади (1—$1^1/_3$ кв. км), можно думать, что запасы каолиновых глин могут здесь оказаться довольно значительными.

Исследуя местность в бассейнах речек Тайная, Ташта, Иша, Нарлык и др., мы обнаружили ряд точек выходов каолиновых глин во вторичном залегании, причем условия залегания, взаимоотношения с террасовыми отложениями позволяют опять-таки придерживаться мысли о вы-



Фиг. 15. Долина р. Бии у с. Боток

полнении озеровидных бассейнов каолиновыми продуктами, причем этот процесс происходил при особых условиях и локализован во времени.

Восточнее с. Сарыково (в 2—$2^1/_2$ км от него) в логу обнаружен выход очень пластичной желтоватобелой глины. Ее химический и механический составы следующие:

Обр. № 35
Химический состав

SiO_2	55.78%
TiO_2	2.01
Al_2O_3	25.82
Fe_2O_3	1.79
CaO	0.80
MgO	0 68
MnO	0 04
Na_2O	0.05
K_2O	0.66
H_2O—110°	3.94
H_2O+110°	9.06
	100.03

Аналитик В. А. Молева.

Обр. № 35
Механический состав

>0.25 мм	0.89%
0.25 —0.1	5.41
0.1 —0.05	6.03
0 05 —0.01	8.74
0.01 —0.005	17.79
0.005—0.001	30.58
<0.001	30.56
	100.00
Гигроск. вода	3.94%
<0.01 =	78.73%
>0 01 =	21.07

Аналитик Е. В. Чекановская.

В отношении химического состава обращает на себя внимание значительное содержание окиси титана и малое содержание щелочных и щелоч-

ноземельных элементов, причем характерно преобладание калия над натрием.

В отношении механического состава следует обратить внимание вообще на значительное содержание частиц < 0.01 мм, а в частности на большое содержание коллоидной части (частицы < 0.001 мм).

Данных по техническим испытаниям этих да и других глин пока не имеется, но из приведенного можно предполагать об их несомненной практической ценности.

Подчеркнув еще раз аналогичность условий образования каолиновых глин этого района, в силу чего во многих логах и древних долинах речек можно предполагать накопление каолиновых продуктов выветривания, что уже дает руководящие указания при поисках новых месторождений, теперь перейдем совсем в другую область уже менее пенепленизированного характера бассейна р. Антроп.

Ряд точек выходов белых глин известен в бассейне р. Ушлей близ с. Шабурово и Такмар, в таежной местности на водораздельных пространствах, в логах и долинах ключей, ручьев. Эти точки издавна известны, но многие из них сейчас с трудом находятся местными жителями, так как они прикрыты толщей наносов, которые в паводки заваливают выработочные ямы.

Значительно лучше обнаруживается выход каолиновой глины по речке Красная Речка (правый приток р. Антроп). Здесь на выселках „Красная Речка", против хутора Тараса Баженова, в низком береге речки обнажаются белые глины, залегающие под слоем зеленоватых с торфянистыми прослоями глин, переходящих в бурые с галькой глины. Мощность наносной толщи 1,5—2 м. Видимая мощность белых глин 1 м. Судя по структурным и текстурным признакам, наличию невполне разложившихся обломочков породы, происхождение глины надо считать продуктом выветривания in situ, хотя для полного доказательства этого предположения масштабы обнажения малы.

Химический и механический состав этой глины следующий.

Обр. № 135

Химический состав

SiO_2	55.40%
TiO_2	3.40
Al_2O_3	27.82
Fe_2O_3	1.58
CaO	0,26
MgO	0.22
MnO	0.02
Na_2O	0.27
K_2O	0.54
H_2O—110°	1.07
H_2O+110°	9.69
	100.27%

Аналитик В. А. Молева.

Обр. № 135

Механический состав

>0.25 мм	0.1%
0.25 —0.1	2.6
0.1 —0.05	6.14
0.05 —0.01	11.49
0.01 —0.005	46.00
0.005—0.001	15.60
0.001	17.2
	100%
Гигр. вода	1.10%
<0.01	81.2
>0.01	18.8

Аналитик Е. В. Бирюкова.

Подчиняясь в смысле геологических условий залегания тем же закономерностям, которые характерны для каолиновых глин ранее встреченных месторождений, эти глины несомненно также должны иметь более широкое распространение, скрываясь под толщей наносов, одевающих пологие склоны долины речки.

Затем как интересные с теоретической стороны и, возможно, имеющие практическое значение должны быть упомянуты те подчас мощные слои каолиновых и гидраргиллитовых глин, которые обнаружены в шурфах при разведках Шаховского марганцового месторождения. При нашем осмотре этих шурфов (полевом—не очень детальном) было установлено, что здесь под толщей наносов имеется ряд пластов белых, желтых и красных глин, сменяемых щебенкой. Пласты глины и щебенки, в большей или меньшей степени оруденели марганцовыми и железистыми соединениями. Некоторые образцы глин, образовавшихся, повидимому, in situ, настолько обогащены соединениями железа и имеют глинозем и кремнезем в таких соотношениях, что дают возможность предполагать латеритный тип выветривания, к тому же во всех образцах был обнаружен хорошо выраженный кристаллический гидраргиллит.

Интересны также сохранившиеся in situ продукты выветривания порфиритов близ с. Кажа (Ст. Бардинского р-на). Накоплявшиеся тут же их переотложенные частицы дают видимый из-под новейших террасовых отложений пласт превосходной охры золотистожелтого цвета.

Каолиновые глины нами встречены еще в верховьях р. Ушпы, по речке Калтарак, примерно в 4 км вверх от заимки того же названия. Выход глины был обследован прорабом А. И. Федоровым, которым было установлено наличие превосходных белых глин, но в виду больших оползневых явлений мощность выхода и взаимоотношения с коренными породами установлены недостаточно точно.

Работами лета 1933 г. в связи с исследованием Бостокского месторождения и бассейна р. Антропа были обнаружены новые выходы пестроцветной толщи коры выветривания, которые дают возможность подойти и к объяснению их генезиса.

IV. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ЧАСТЬ

Заканчивая эту статью, являющуюся освещением очень интересных материалов, добытых в результате летних работ одного года, считаю нужным в коротких чертах сформулировать основные выводы из приведенных данных, а также отметить те темы, которые вытекают из изучения всех материалов.

Вопросы литогенезиса как древних, так и молодых (посттретичных), пород, точно так же как и генезис марганцовых руд и некоторые геохимические наблюдения относительно Mn, Ba, Sr, а также вопрос о гене-

зисе каолинов и о некоторых особых геологических условиях их образования в связи с некоторыми геоморфологическими данными — все эти вопросы могут быть выделены в особые темы, почему и будут рассмотрены впоследствии.

Резюмируя написанное, можно считать, что петрографически (литологически) весь район работ может быть разбит следующим образом:

I. Западная часть района работ (Ст. Бардинский р-н) является областью распространения кварцевых, кварцитовых, роговиковых пород, изредка с концентрацией марганцовых соединений в виде отдельных тончайших прожилок и участков брекчиевидного характера.

II. Успенский (Чойский) аймак — юговосточная часть района работ. Область преимущественного развития кислых интрузий (граниты, гранитопорфиры) в краевой фации, переходящих в кварцевые порфиры и породы характера кератофиров.

III. Свита перемежающихся пачек пластов кварцитов, роговиков, темных известняков, габбро-диабазов, диабазовых порфиритов, брекчий (тектонического характера) с жилами габброидных пород. Породы этой свиты, а именно брекчии, часто обогащены марганцовыми соединениями. Концентрация марганца достигает иногда значительных размеров, но для установления промышленной ценности месторождений, конечно, необходима детальная разведка.

Распространяются эти породы полосой в направлении р. Паспаул — р. Антроп.

IV. Область развития порфиритов и пород характера альбитофиров, фельзитов и др. Правобережье р. Бии от с. Ажинки до с. Сайдып, переходят на левый берег в полосе от с. Усть Кожа до с. Балыкса.

Группу молодых осадочных образований, выходящих на современную дневную поверхность и залегающих в общем горизонтально, можно разделить на ряд следующих комплексов.

1. Наиболее древние породы, повидимому, верхнетретичного возраста представлены каолиновыми глинами, охристыми глинами, пестрыми глинами и кварцевыми песками, выходят на поверхность в большей части Солтонского района (прав. берег р. Бии) и являются подстилающим горизонтом новейших речных образований по левому берегу р. Бии в пределах Ст. Бардинского района.

Каолиновые же и гидраргиллитовые глины, покрытые также новейшими речными и континентальными отложениями, но, повидимому, образовавшимися in situ, встречены в ряде точек по р. Антропу (Солтонский район и Лебедской аймак Ойротии).

2. Речные отложения, отвечающие по всей вероятности по возрасту 3-й и 4-й террасам (наиболее молодым) р. Бии представлены зелеными пластичными глинами и бурым с гальками суглинком. Встречаются на площади всего района.

В Лебедском аймаке в этих отложениях встречены оруденелые марганцовые и железистые горизонты.

3. Лёссовидные суглинки большой мощности в западной части района работ (степной) покрывают все более древние денудированные породы.

Марганец

Суммируя все наблюдения по району, проявление марганцовоносности пород можно свести к ряду типов оруденения, обусловленных петрологогеологическими взаимоотношениями комплексов пород. В нашей работе марганцовоносность пород рассматривается в основном с двух точек зрения: во-первых, как некий процесс, совершающийся во времени (связь различных марганцовых соединений с породами разного возраста), и, во-вторых, как процесс концентрации марганца совместно с другими элементами в различных минералах. Этим определяется главная сторона работы — ее геохимический характер.

Данная работа является предварительным обобщением части материалов экспедиции, поэтому не дает полного охвата затронутых вопросов, а намечает некоторые пути, по которым должно итти изучение проблемы.

Марганцовые отложения нашего района могут быть разбиты на следующие типы:

I. Метаморфогенный тип. Марганцовые отложения — цемент брекчий и выполнение трещин, приуроченных к свите известняков, кварцитов докембрийского возраста.

II. Марганцовые отложения законсервированной коры выветривания условно третичного возраста.

III. Марганцовые отложения новейших речных отложений.

IV. Омарганцование как продукт современного разрушения пород и накопления в элювиальных продуктах выветривания марганцовых соединений.

I. Метаморфогенный тип

Как видно из петрографического описания, этот тип марганцовоносности характеризуется следующими особенностями. В минералогическом отношении марганцовое вещество представляет плотную массу главным образом псиломелана. В отдельных случаях намечается присутствие браунита. Верхние части месторождений при разрушении переходят в пиролюзит, хотя иногда можно проследить образование в натечных формах, повидимому, вторичного псиломелана. Интересной особенностью всех наших псиломеланов, расположенных обычно далеко друг от друга (на протяжении 250-километровой зоны), является обогащенность их барием. Содержание Ba колеблется от 2.5% до 8%; точно так же значительно

содержание Sr, и в это же время наблюдается сравнительно незначительное содержание более обычных элементов, как то Ca, Mg (в обр. № 47 Ca, Mg). Если взять литературные данные, то для Западной Сибири изученными оказываются Мазульское и Никулинское марганцовые месторождения. Никулинское месторождение, судя по описаниям А. А. Васильева, Вологдина, геологически и петрографически представляет ту же картину, что и наши месторождения (в особенности наш подтип заполнения жилок — обр. № 47). Аналитический материал по Никулинскому месторождению недостаточен, но и по имеющемуся можно судить, что и в химико-минералогическом отношении мы имеем достаточно близкие минеральные тела. И там, и здесь главный материал бариевый псиломелан.

Сопоставляя все эти факты, повидимому, данный тип марганцовых месторождений можно считать для Кузнецкого Алатау и С.-З. Алтая достаточно распространенным. Если же учитывать геолого-петрографическую обстановку — совокупность факторов тектонического, литологического и геологического характера, то, судя по последним работам и в частности по работе А. Н. Чуракова, можно с полной уверенностью высказать предположение, что масштаб распространения этого явления гораздо более обширен, чем это определяется имеющимися сейчас фактическими данными.

Как можно видеть из нашего описания, этот тип метаморфогенных месторождений приурочен к зонам расколов, в пределах которых образуются трещины и брекчии, заполняемые и цементируемые марганцовыми соединениями. Судя по работе А. А. Васильева, А. Н. Чуракова, А. М. Кузьмина и ряда других авторов, наличие тектонических трещин, кварцитовых (микро) брекчий есть явление регионального порядка, локализующееся в некотором определенном, но неясном в смысле отнесения к какой-либо геологической эпохе, промежутке времени. Теперь имеется сравнительно хорошо изученный материал из двух значительно удаленных точек — Восточные Саяны (месторождение Никулино) и р. Бия — предгорья Алтая. Комплекс пород, вмещающих руду, характер их дислоцированности, морфологические признаки марганцовой руды, ее химические и минералогические особенности для этих двух точек весьма сходны. Сам собой напрашивается вывод общности процессов, поведших к образованию марганцовых отложений в этих точках.

При выяснении генезиса такого типа месторождений прежде всего встает ряд следующих вопросов.

1) Как образовались трещины и брекчии?

2) Когда они образовались?

3) Каким материалом были заполнены трещины и цементировались брекчии первоначально?

4) Как происходило проникновение рудоносных растворов и когда.

5) Каков первоначальный источник рудного вещества?

Не отвечая пока на поставленные вопросы, отмечу лишь, что, повидимому, данный тип марганцовых месторождений, тип наших брекчий и Никулинских месторождений, не является тождественным марганцовому оруденению, приуроченному к сохранившейся коре выветривания (месторождения типа Мазульского и месторождения Шаховой заимки). Процессы, повлекшие за собой образование этих месторождений, вряд ли аналогичны и синхронически видимо не связаны.

Работы 1933 г. на Бостокском месторождении показали, что генезис марганцовых руд типа брекчий надо связывать со сложным комплексом геологических факторов, из которых главнейшие: литологический состав древних осадочных толщ, тектоника и интрузии габбро, а возможно и гранитов.

II. Марганцовые отложения законсервированной коры выветривания

Древняя кора выветривания в районе наших работ сохранилась в ряде точек, о чем указывалось в петрографическом описании района. Толщи пород древней коры выветривания подробно будут разобраны в работе по каолиновым образованиям нашего района. В настоящей же статье необходимо коснуться коры выветривания с точки зрения ее марганцовоносности.

Как интересный, исключительно важный, факт отмечу, что мощная кора выветривания сохранилась на водоразделе бассейна рек Бии и Антропа, известном под названием Бийской Гривы.

Для настоящей работы исключительно благоприятным обстоятельством послужило то, что мы имели возможность при работе на Антропо-Бийском водоразделе ознакомиться с сохранившимися от работ 1931 г. разведочными шурфами.

Ряд таких шурфов показал наличие мощной, до 30 м и больше, рыхлой толщи пород. Для характеристики этой толщи приведу 2 схематических разреза шурфов по Зябликовскому ручью. Эти разрезы сверху вниз представляют следующую картину.

1. Бурожелтый с гравием лёссовидный суглинок . . . 0.5 м
2. Серозеленая глина очень пластичная . . . . . 2 „
3. Толща белых с красными и бурыми участками глин с немногочисленными марганцовыми участками в виде конкреций . . . . . 18 „

Несколько ниже по ручью разрез дополняется, и породы, слагающие его, будут следующие:

1. Желтобурый лёссовидный суглинок мощн. . . . . 1 м
2. Серозеленоватая глина пластичная мощн. . . . . 2 „
3. Белая глина мощн. . . . . 2 „

4. Марганцовоносная дресва мощн. . . . . 20 м
5. Коренные микрокварциты, начинающиеся омарганцованной крупной щебенкой

Не обращая пока внимания на цветные глины, остановимся на марганцовоносных породах.

Как видно из приведенных примеров, в этом типе месторождений марганец концентрируется в разных породах, но повидимому в одной и той же минералогической модификации.

Залегающие в основании шурфов коренные породы представлены серыми, с поверхности трещиноватыми, микрокварцитами. При микроскопическом изучении эти микрокварциты по структурам и минералогическим признакам оказываются аналогичными ранее уже описанным микрокварцитам. Характерной их особенностью является то, что верхние слои находятся в первой стадии физической дезинтеграции и химического разрушения. Благодаря этим процессам кварциты вдоль обильных трещинок, заполненных пылеватым, вадового характера, марганцовым веществом, превращаются в совершенно белую сыпучую массу.

Выше идущие пласты марганцовоносной щебенки, дресвы, представляют толщу мелких и крупных, в среднем около 2 см величиной, обломков пород, совершенно не окатанных, как бы пересыпанных, заключенных в основной глинисто-песчанистой массе буроватокоричневого цвета, в сыром состоянии — черного. Остроугольные обломки пород представлены иногда серыми, довольно хорошо сохранившимися кусочками тех же микрокварцитов; иногда же эти обломки превращены в белую сыпучую массу, которая по микроскопическим данным должна относиться к мелкораздробленному кварцу.

Марганцовое вещество в этой части шурфа также в виде вадов покрывает обломки пород, пронизывает их по трещинкам и пропитывает основную пелитовую субстанцию, благодаря чему весь слой приобретает характерную окраску темношоколадного цвета.

И, наконец, как среди этой толщи, так и над ней в шурфе заметны темношоколадные глинистые прослойки и линзочки, обогащенные марганцовым веществом.

Некоторые химические данные будут приведены ниже.

Заканчивая описание этого типа марганцовых месторождений, нужно заметить, что вышележащие цветные глины несколько обогащены гидратами железа и содержат свободный глинозем в виде гидраргиллита.

Все эти обстоятельства — постепенное нарастание дезинтеграции и химического разрушения снизу вверх от плотных кварцитов к темной глине, наряду с текстурными признаками пластов, позволяют утверждать, что здесь мы имеем древнюю кору выветривания. Верхняя выветренная толща сланцев и кварцитов законсервирована речными и континентальными отложениями ближайшего к современности геологического времени.

В виду того, что в настоящей статье не отвечается на вопросы о генезисе, времени происхождения и других обстоятельствах, связанных с древней корой выветривания, приходится отметить лишь, интересующую сейчас нас приуроченность марганцового оруденения к отдельным пластам коры выветривания, образовавшейся, повидимому частично in situ за счет древних осадочных образований (перемежающихся пластов кварцитов и глинистых сланцев).

Как вытекает из сказанного, характер марганцового оруденения здесь резко отличается от марганцовых образований предыдущего типа, приуроченных к брекчиям докембрийской серии пород. Как трещины в коренных кварцитах, так и толщи нацело дезинтегрированных пород проникнуты аморфным бесструктурным марганцовым веществом характера вада, в то время как предыдущий тип представлен плотными разностями бариевых псиломеланов и браунита.

III. Аллювиальные марганцовые отложения

В террасовых отложениях некоторых речек как правобережья р. Бии, так и левобережья нами обнаружен интересный горизонт мелкой гальки, пересыпанной песком и пылеватым материалом. Этот слой своей черной окраской резко выделяется среди однообразной песчано-галечной толщи серобурого цвета. Интересную особенность еще представляет то, что эти черные слои (черные от обогащения марганцовым рудным веществом) обычно сопровождаются слоем красного цвета, обогащенным окислами железа, причем марганцовый прослой является верхним, следовательно марганцовое вещество, представленное видимо вадами, позже вышло из состава компонентов, находящихся в растворенном состоянии в речных водах.

Причин такого образования марганцовых горизонтов и геохимическое их значение для Mn, Ba и др. элементов нашего района здесь касаться не буду; отмечу лишь, что марганцовоносные горизонты встречены в отложениях не всех речек, а лишь некоторых; а именно они встречены по речкам Тайлоп, Уймень и р. Тебези. В других речках, несмотря на уделенное им значительное внимание, таких марганцовоносных горизонтов не было обнаружено. Наиболее очищенная от посторонних примесей рудоносная часть пластов (глинистая) с разных речек была проанализирована. Результаты анализа следующие:

	№ 218	№ 286	№ 286а
SiO_2	37.48	32.91	15.50
MnO	4.29	2.81	0.42
MnO_2	4.70	20.29	—
BaO	0.20	0.20	—
K_2O	1.06	не опр.	—
Na_2O	0.72	не опр.	—
Fe_2O_3	не опр.	не опр.	50.02
SrO	нет	нет	—

IV. Омарганцование как продукт современного разрушения пород и накопления в элювиальных продуктах выветривания марганцовых соединений

Такого типа оруденение было нами встречено в одном месте по р. Тайлоп. В обнажении среди более или менее сохранившихся пород, покрывая их по склону долины, заметен пласт до $1^1/_2$ м мощности, представляющий глинистую массу коричневочерного цвета. Характер выветривания, взаимоотношение со свежими пластами позволяют сказать, что здесь, вероятно, мы имеем дело с продуктами выветривания, в геологическом смысле, сегодняшнего дня. Химический анализ этой марганцовой глины дал следующие результаты:

№ 152

SiO_2	58.48%
FeO	нет
MnO	нет
MnO_2	9.74
BaO	0.06
Na_2O	0.28
K_2O	0.78

Аналитик В. А. Егоров.

Судя по химическим данным, марганцовое вещество входит в виде перекиси марганца.

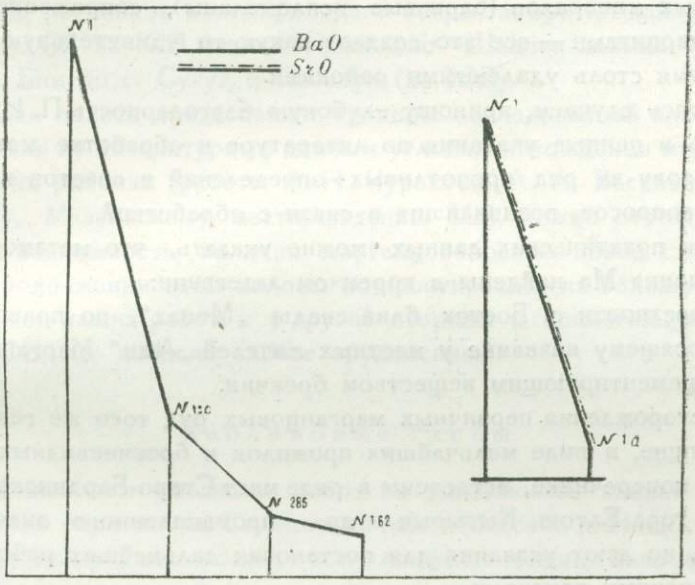
Суммируя фактический материал по всем типам марганцовых месторождений, можно сказать, что имеющиеся данные дадут очень много интересного с точки зрения геохимических циклов жизни ряда элементов, как то Mn, Ba и Sr, для этого района Западной Сибири, но отсутствие в настоящее время данных по связи этих элементов с другими породами и комплексами пород временно отодвигает конкретизацию этих проблем. Заканчивая резюме по характеристике типов марганцовоносности, отмечу обстоятельство, интересное с точки зрения связи некоторых химических элементов по нашим материалам между собой. Выше уже отмечалось, что марганцовые отложения метаморфогенного типа обогащены BaO и SrO. Если посмотрим другие типы, то увидим там, хотя и меньшие количества этих элементов, но все же гораздо бо́льшие по сравнению с изверженными породами (габброжильные породы, кварцевые альбитофиры), кварцитами и глинами, анализы которых приведены выше. Повидимому, Ba и Sr здесь связаны с Mn (что относится не только к псиломеланам, но и к пиролюзиту), причем аналитические данные позволяют наметить вывод, что Mn в относительно коренных месторождениях связан с бо́льшим количеством Ba и Sr; при миграциях, перемещениях Mn во времени и пространстве связь эта нарушается и Ba со Sr как бы теряются. Ниже на кривых указано падение относи-

тельного содержания Ba и Sr, вычисленных по отношению к металлическому марганцу для следующих образцов:

1. Плотный из коренного выхода бариевый псиломелан из Бостокского месторождения (обр. № 1 пл.).

2. Рыхлый пиролюзит, являющийся продуктом перехода предыдущего, оттуда же (обр. № 1 рыхл.).

3. Марганцовое вещество вадового характера из аллювиальных отложений (№ 286).



Фиг. 16. № 1—марганцовоносные брекчии докембрийской свиты. № 1а—продукты перехода предыдущего. № 285—аллювиальные отложения. № 162—продукты современного разрушения пород

4. Марганцовое вещество пиролюзитового характера из элювиальной глины современного периода (обр. № 162).

	Мет. Mn	BaO	SrO	Отн. BaO / Mn мет.	SrO / Mn мет.	BaO.100 / Mn мет.	SrO.100 / Mn мет.
№ 1 пл. . .	43.3	7.08	0.44	0.166	0.01	16.6	1
№ 1 рыхл. .	57.0	2.23	0.07	0.04	0.001	4	0.1
№ 285 . . .	14.9	0.20	—	0.013	—	1.3	
№ 162 . . .	6.23	0.06	—	0.009	—	0.9	

Приведенные цифры и кривые ярко иллюстрируют предположение о постепенной утере связи между Mn, Ba и Sr при миграциях марганца. Не выставляя этого предположения как какую-либо законность, я считаю его лишь некоторой попыткой, может быть еще недостаточно аргументированной, на пути выяснения тех сложных взаимоотношений между элементами, благодаря которым образуются из коллоидных растворов

различные минеральные соединения в различные геологические эпохи в поверхностных условиях земной коры.

Очень интересным обстоятельством является то, что ряд уральских месторождений марганца, описанных И. С. Васильевым (Сапальский рудник), П. П. Марковым и И. И. Орешкиным (марганцовые месторождения близ г. Магнитной) по ряду генетических и парагенетических обстоятельств очень сходны с нашими. Сходство комплексов вмещающих пород, наличие брекчий, основных изверженных пород, химические особенности марганцовых минералов (бариевые псиломеланы), сопряженность с яшмами и кварцитами — все это создает какую-то удивительную аналогию между двумя столь удаленными районами.

Пользуясь случаем, приношу глубокую благодарность П. И. Лебедеву за помощь и ценные указания по литературе и обработке материалов и В. А. Егорову за ряд кропотливых определений и советов в части химических вопросов, возникавших в связи с обработкой.

В части практических данных можно указать, что метаморфогенные месторождения Mn найдены в коренном залегании:

а) Окрестности с. Восток, близ скалы „Монах", по правому берегу р. Бии, носящему название у местных жителей „Ажи". Марганцовая руда является цементирующим веществом брекчии.

б) Месторождения первичных марганцовых руд того же генезиса, что и предыдущие, в виде мельчайших прожилок и брекчиевидных участков до 1 м в поперечнике, встречены в ряде мест Старо-Бардинского района, а именно гора Елтош, Кызырык и др. — промышленного значения сами не имеют, но дают указания для постановки дальнейших работ, связанных с широкими поисками.

в) Река Антроп, заимка Лютаевская, близ с. Сегилек — марганцовоносная брекчия.

Не найдены нами, но можно предполагать наличие значительных выходов, скрытых сейчас под наносами, коренных месторождений марганцовой руды того же генезиса и среди тех же пород в следующих местах:

1) Старо-Бардинский район, верховья речек Тайная, Ташта близ сел. Сарыково в окр. с. Еронда, р. Нарлык (где находились нами обильные скопления гальки оруденелой брекчии).

2) Лебедской аймак Ойротии: бассейн р. Антропа. Водораздельный хребет (Бийская Грива) между бассейнами рек Антропа и Бии.

3) Река Паспаул, ее левый берег, начиная от речки Сугул и выше (г. Сугул и ее окрестности).

Ряд найденных новых точек марганцового оруденения, сравниваемых с уже известными, при тщательном изучении взаимоотношений с окружающими породами и условий генезиса позволяет наметить их общую связь и приуроченность к определенной геологической структуре, что дает возможность постановки работ уже для разрешения практических задач, состоящих в поисках новых месторождений и разведок уже обнаруженных.

Закономерность приуроченности марганцоворудных залежей со значительным скоплением (исходя из полевых наблюдений над выходами пород, без каких-либо разведочных работ) руды в отдельных залежах позволяет уже сейчас подойти к практическому освоению найденных выходов путем постановки детальных разведочных работ с обязательным выяснением степени рудоносности и этого комплекса пород в прилегающих районах, причем основным положением остается, что марганцовоносные породы района приурочены к свите метаморфизованных известняков, роговиков докембрийского возраста, протягивающейся в направлении с СВ на ЮЗ от с. Новожилово—Шахова заимка через с. Восток по р. Бии до с. Сугул и Паспаул (на ЮЗ).

Указанная полоса представляет границы обследованной нами области. Но, сравнивая по литературным данным условия нахождения марганцовых руд в других районах (работы А. Н. Чуракова, А. А. Васильева по Никулинскому, Мазульскому месторождению Mn), можно считать, что не исключена возможность наличия марганцовоносных пород с одной стороны на продолжении этой полосы по простиранию на бо́льшее расстояние, чем район наших работ, а с другой стороны в прилегающих районах с СЗ на ЮВ, где найдено слабое оруденение.

Каолиновые глины

При дальнейшем развитии работ по каолиновым глинам основное внимание надо обратить на Солтонский район (бассейн р. Нени). По геологическим условиям там вероятнее всего наиболее мощные накопления глин.

Как месторождения местного значения, может быть отмечен ряд месторождений в Старо-Бардинском районе (р. Карагайка), дер. Сарыково; в некоторых случаях (окрестности д. Сарыково) можно предполагать значительные месторождения превосходного качества глин. А так как эти места являются также районами распространения марганцовоносных пород, то возможно ожидать среди таких каолиновых глин и омарганцованные горизонты. В связи с находкой свободного глинозема в белых глинах Бийской Гривы неотложной задачей ближайшего будущего явится их подробное исследование с целью выявления возможности бокситовых месторождений.

Для дальнейшего изучения и полного освоения месторождений каолиновых глин желательно провести следующие работы:

1. Само собой разумеется, вести дальнейшие поиски в Солтонском районе; расширить и углубить разведочные работы в Ажинском месторождении; поставить поисковые работы в Старо-Бардинском районе; поставить поисково-разведочные работы в области Бийской Гривы на латеритные (гидраргиллитовые) глины.

2. Провести детальные исследования каолиновых глин из известных месторождений с точки зрения их состава и ряда технических свойств.

3. В виду того, что несомненна приуроченность каолиновых и гидраргиллитовых глин к определенному геологическому возрасту (конец третичного, начало четвертичного времени) и синхроничность ряда отдельных месторождений, желательна постановка работ в области четвертичной геологии, так как результаты этих работ должны дать много интересного для геологии (понимая здесь под геологией ее широкое значение: тектоника, фации, климатические условия и т. д.) ближайшего к современности геологического периода, а также дадут ряд ценных указаний для промышленного освоения ряда весьма ценных минералов, как каолиновые глины (в широком смысле этого термина), гидраргиллитовые глины, охры, марганцовые глины, ряд строительных материалов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Васильев А. А. Геологическое строение хребта Арга в пределах излучины р. Чулым. Изв. Зап.-Сиб. отд. Геол. ком., т. VII, вып. 1, 1928.

Васильев А. А. Мазульское железо-марганцовое месторождение. Изв. Зап.-Сиб. отд Геол. ком., т. IX, вып. 3, Томск, 1929.

Кузьмин А. М. Материалы к стратиграфии и тектонике Кузнецкого Алатау и Кузнецкого бассейна. Изв. Зап.-Сиб. отд. Геол. ком., т. VII, вып. 2, Томск, 1928.

Кузьмин А. М. Геологические исследования правобережья р. Бии. Отчет о состоянии и деятельности Геологического комитета в 1920 г., Л., 1925.

Кузьмин А. М. Материалы к расчленению ледникового периода в Кузнецко-Алтайской области. Изв. Зап.-Сиб. отд. Геол. ком., т. VIII, вып. 2, Томск, 1929.

Кузнецов Ю. А. Ажинское месторождение огнеупорных глин, кварцевых песков и минеральных красок. Материалы по изучению Сибири, т. I, Томск, 1930.

Лебедев П. И. Основные задачи геохимических исследований Кузнецкого Алатау. Гос. эконом. издат. 1932, Москва—Ленинград.

Поленов Б. К. Геологическое описание западной половины 15 листа IX ряда десятиверстной карты Томской губернии (листы Ажинка и Томский завод). Тр. Геол. части каб., т. VIII, Пгр., 1915.

Яковлев С. А. Геологическое описание 15 листа X ряда десятиверстной карты Томской губ. (лист Улала). Тр. Геол. части каб., т. VIII, Пгр., 1915.

Васильев И. С. Геологическое исследование рудника Сапальского и Липовой горы Н. Тагильского горного округа на Урале. Матер. по общ. и прикл. геол., 1922, вып. 7.

Чураков А. Н. Протерозойское оледенение и история развития северной части Енисейского кряжа. Тр. Всес. Геол. разв. объед. НКТН, вып. 297, 1933.

Чураков А. Н. Кузнецкий Алатау. История его геологического развития и его геохимические эпохи. Очерки по геологии Сибири, ГИН Акад. Наук СССР, 1933.

Васильев А. А. Никулинское марганцовое месторождение. Изв. Зап.-Сиб. отд. Геол. ком., т. IX, вып. 6, 1930.

Марков П. И. и Орешкин И. И. Марганцовые месторождения близ горы Марганцовой. Минеральное сырье, 1933, № 1.

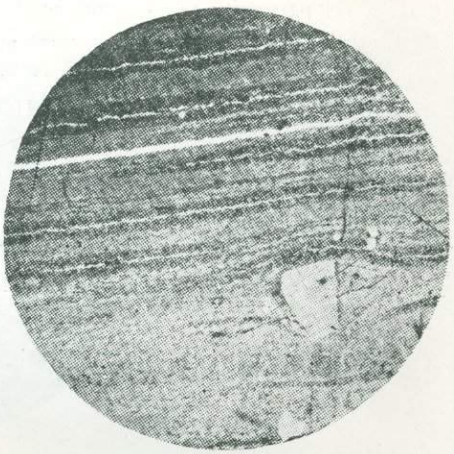
Серк А. Ю. Марганец. Обзор минеральных ресурсов СССР, вып. 24, Л., 1927.

Fermor L. L. The Manganese-Ore Deposits of India. Memoirs of the Geological Survey of India. Calcuta, 1909.

Dölter. C. „Handbuch der Mineralchemie."



Микроф. 1. Жильное пироксеновое габбро с выделениями титано-магнетита. Р. Ушпа, с. Восток. Николи скрещены



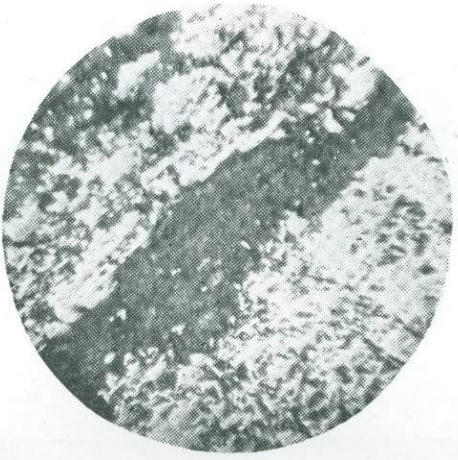
Микроф. 2. Палеотипная слоистая лава кератофирового характера. Заметно обтекание вкрапленников полевого шпата



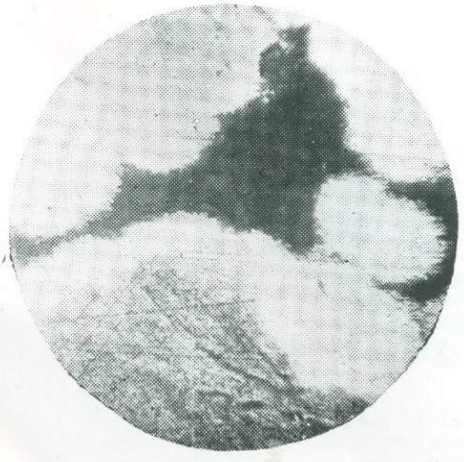
Микроф. 3. Альбитит С. Токмар по р. Ушлеп. Николи×



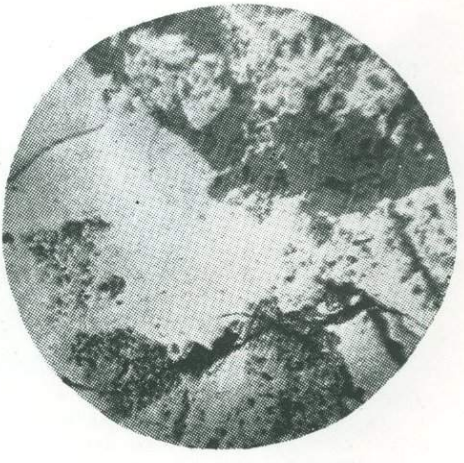
Микроф. 4. Микроструктура габбро



Микроф. 5. Рудный шлиф в отраженном свете; заметна перемежаемость и взаимное проникновение псиломелана и кремнистого вещества; г. Сугул



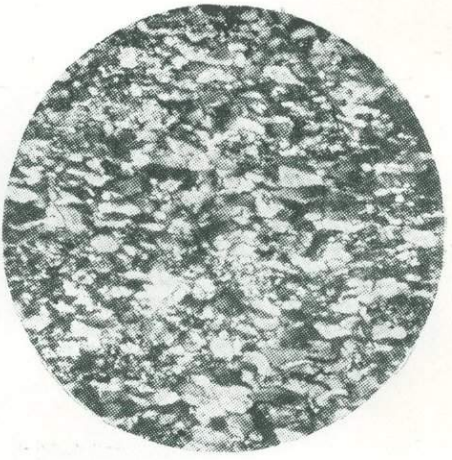
Микроф. 6. Псиломелан с побуревшим участком от травления. В середине участок нерудного кремнистого вещества. С. Восток, месторождение № 1



Микроф. 7. Рудный шлиф № 197 в отраженном свете. Светлые участки—псиломелан



Микроф. 8. Оруденелый железисто-марганцовыми соединениями микрокварцит с жилками халцедона. Новожиловск р.



Микроф. 9. Микрокварциты г. Сугун, состоящ. из вытянутых ориентированных зерен кварца. Николи скрещены



Микроф. 10. Брекчиевидный перекристаллизованный известняк кварцито-известковой свиты с кварцевым оруденением по трещинам. С. Восток. Николи ||

Г. М. САРАНЧИНА

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ПРИТЕЛЕЦКОМ РАЙОНЕ

I. ВСТУПЛЕНИЕ

Прителецкий отряд входил в состав Алтайско-Кузнецкой экспедиции Академии Наук, работающей с 1931 г. в Западной Сибири под руководством проф. П. И. Лебедева. Задачей экспедиции являлось петрографо-геохимическое изучение района, поиски новых месторождений полезных ископаемых, а также изучение уже открытых месторождений и выявление их генезиса.

Задачей Прителецкого отряда было исследование полосы, вытянутой в меридиональном направлении и ограниченной течением рек: Бии с севера, Пыжи с востока и Уймень и Сары-Кокши с запада и являющейся возможным продолжением к югу Горношорского железорудного пояса. Еще в трудах проф. С. А. Яковлева при его работе над съемкой 15 листа X ряда был отмечен один интересный пункт на продолжении этого пояса. Этой точкой была гора Чуря, в скарновых образованиях которой были встречены линзы железной слюдки. Одним из заданий отряда был осмотр и исследование петрографического комплекса этого района. К результатам работ отряда надо отнести, во-первых, выявление генезиса скарнов г. Чури и, во-вторых, исследование и составление геологической карты масштаба 1/200 000 района, указанного выше.

Работой отряда были захвачены Успенский и Лебедской аймаки (районы) — одни из наиболее трудно проходимых районов Ойротской области. Находятся они в мало населенных, затаежных местах. Покрытые густой кедровой тайгой или наваленными стволами горелого леса, горы достигают высоты 1150—1250 м. Пересекающие местность горные реки Пыжа, Уймень и др., превращающиеся после каждого дождя в бурные потоки, особенно осложняют передвижение в данном районе. В период работ нашей партии, да и в практике других экспедиций, работающих в этой части горной Ойротии, нередки случаи задержки работы из-за невозможности переезда через вздувшуюся реку. Транспорт исключительно вьючный, что, конечно, сильно тормозит скорость передвижения отряда (фиг. 1).

В отношении картографической основы мы пользовались десятиверстной картой Переселенческого управления и отчасти пятиверстной

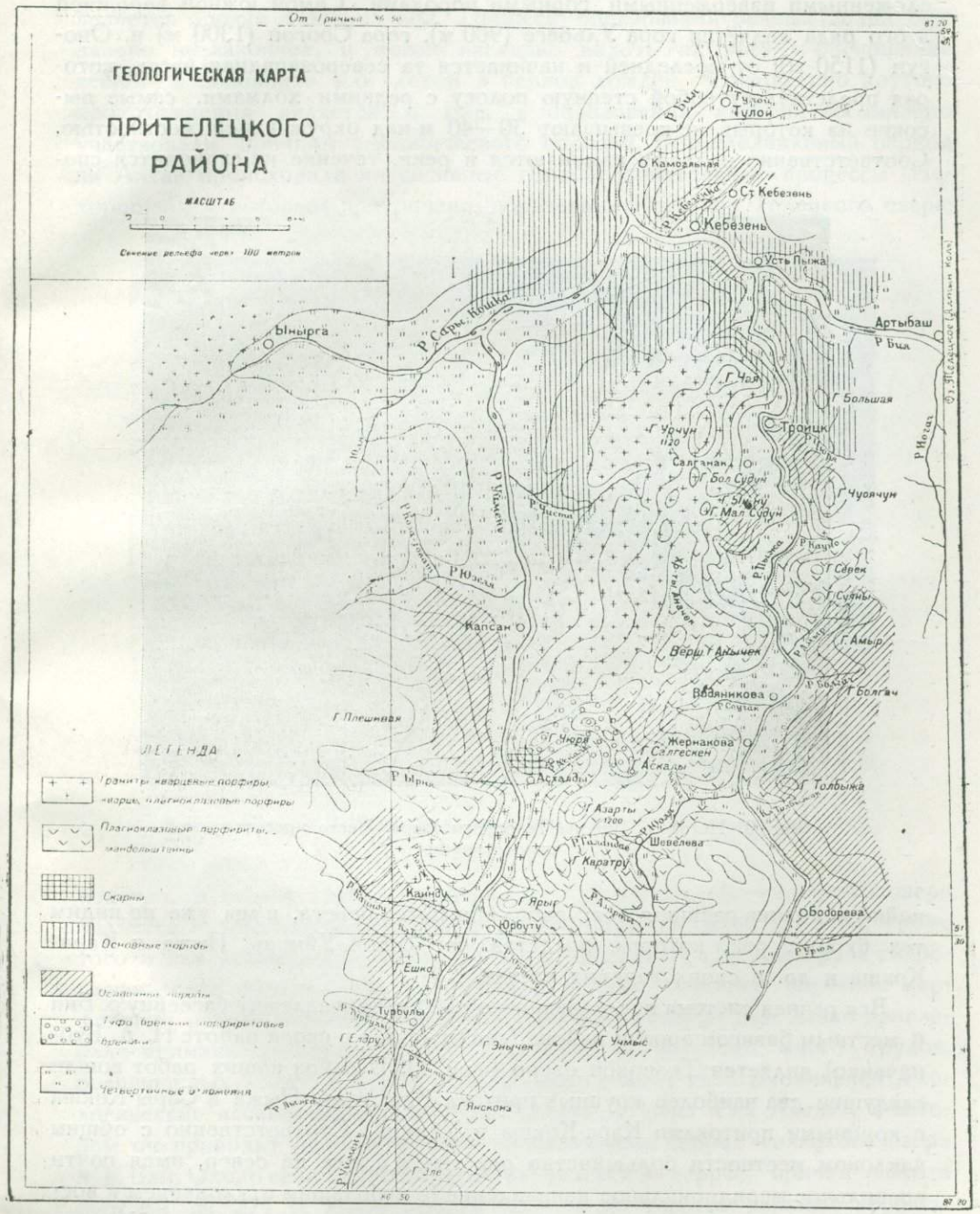
картой Прителецкой лесной дачи. Первая карта неточна и очень часто искажает названия отдельных пунктов, вторая захватывает наш район только частично. Поэтому наряду с нашей основной работой нами была предпринята работа по картированию, нужная для основы геологической съемки. Учитывая трудности орографии местности, возможно, карта страдает в некоторых районах неточностью в проведении горизонталей и схематичностью, но, например, в районах среднего течения Уймень и Пыжи карта сделана достаточно точно.



Фиг. 1. Характер рек в Горной Ойротии. Река Еликманар

II. МОРФОЛОГИЯ И ГИДРОГРАФИЯ РАЙОНА

Район, в котором работала Прителецкая партия, занимает северовосточную часть 15 листа X ряда и по административному положению входит в Автономную Ойротскую область, охватывая Лебедской и Успенский аймаки. Исследованный нами район резко разбивается на две неравные части: меньшую северозападную и юговосточную. Во второй части мы имеем резко расчлененный рельеф с горами, достигающими высоты 1300 м. Отдельные возвышенности расположены в меридиональном направлении, протягиваясь грядами между реками Уймень, Пыжа и Сары-Кокша и слагая их водораздельные хребты, достигающие наибольшей высоты в южной части и переходя еще дальше к югу в белоснежные гряды „белков", уходящих за пределы Союза. Горы между Пыжей и Уймень выдерживают правильное, меридиональное направление, чередуясь в следующем порядке с севера на юг: гора Чая (410 м), Урчун (1220 м), Чуря (1250 м),



Азарт (1200 м) и голец Юрбуту (высота не измерена). Горы, располагающиеся между Уймень и Сары-Кокшей, не представляют полного меридианального ряда, так как занимают только южную часть, в северной же

крупные возвышенности сменяются холмообразными возвышенностями, сложенными изверженными горными породами. Самой южной вершиной этого ряда является гора Ульбеге (900 м), гора Соогон (1300 м) и Оногун (1150 м); от последней и начинается та северозападная часть, которая представляет собой степную полосу с редкими холмами, самые высокие из которых не превышают 30—40 м над окружающей местностью. Соответственно рельефу изменяются и реки, течение их становится спо-

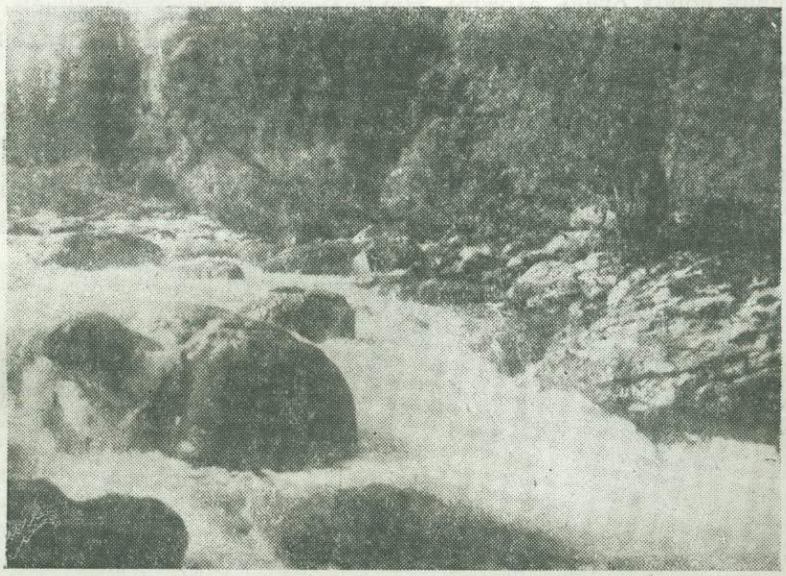


Фиг. 2. Исток р. Бии из Телецкого озера. Место проектируемой гидростанции

койным, долина расширяется; заболачиваются берега, и мы уже не видим тех бурных рек, которые представляют собой Уймень, Пыжа и Кара-Кокша и др. в своих верхних частях.

Вся речная система исследованного района принадлежит бассейну р. Бии и местным базисом эрозии района (как отмечает в своей работе Н. Л. Бубниченко) является Телецкое озеро (фиг. 2). В район наших работ вошли следующие два наиболее крупных притока Бии: реки Пыжа и Сары-Кокша с крупными притоками Кара-Кокша и Уймень. Соответственно с общим наклоном местности большинство рек течет с юга на север, имея почти правильное меридиональное направление (с небольшим отклонением к востоку). Падение рек достигает нередко большого уклона, например, Уймень имеет падение 10 м на 1 км, что обусловливает скорость около 27—28 км в час, притоки ее часто достигают еще больших уклонов. Кара-Кокша — 6. 6 м на 1 км, Пыжа 4. 5 и т. п. (фиг. 3). Одинаковое направление речных

долин объясняется способом их образования, главным фактором которого является эрозия текущих вод. Процесс образования речных долин еще далеко не закончен, и можно наглядно видеть их рост и расширение весной в половодье или летом в период дождей. Совершенно другого происхождения является р. Бия, в образовании которой несомненно участвовали причины тектонического порядка. В межледниковый период на Алтае происходили интенсивные горообразовательные процессы (Нехорошев), к которым приурочено образование грабена Телецкого озера;



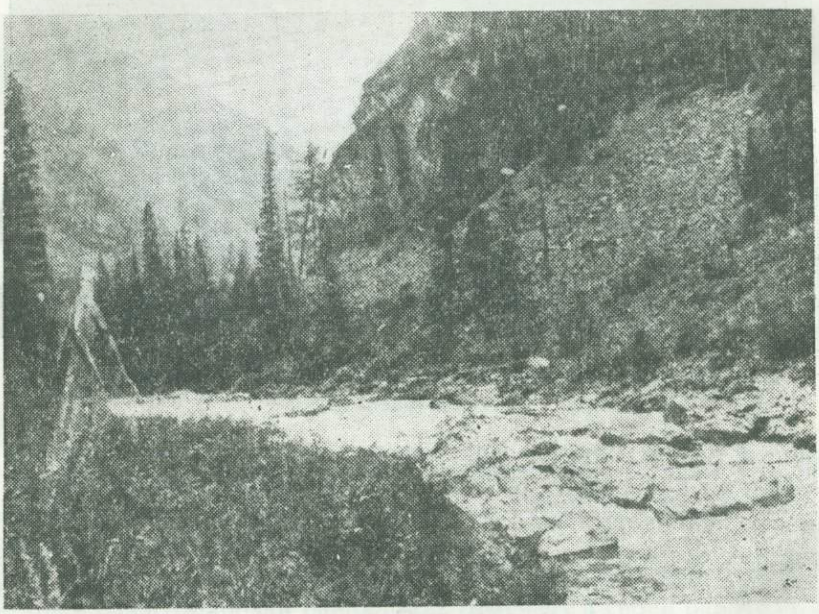
Фиг. 3. Верховье р. Сары-Кокши. Фото С. П. Суслова

конечно, в тесной генетической связи с образованием Телецкого озера является и возникновение р. Бии, вытекающей из него. Конечно, кроме того и сам ледниковый режим не мог не отразиться на рельефе и гидрографических особенностях местности и сильно усложняет изучение морфологии района. Происхождение Телецкого озера и р. Бии давно привлекало внимание геологов Западной Сибири, и известно много трудов, посвященных этому вопросу. Отмечу лишь работу Н. Л. Бубниченко „Геологические исследования в районе Телецкого озера и на Алтае", в котором он приводит ряд наблюдений о количестве террас Телецкого озера и р. Бии. Около села Артыбаша насчитывается 6 террас, причем высота верхней на 274 м выше уровня вод озера. Высота верхней террасы р. Бии у Кебезень на 230 м выше современного уровня реки. О характере возникновения этих террас между различными исследователями существуют разногласия, указывающие, насколько сложны условия формирования долины р. Бии и Телецкого озера. В настоящий момент

изучение возникновения и режима р. Бии является особенно необходимым в связи с постройкой у истоков р. Бии одной из крупнейших гидростанций Западной Сибири.

III. ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Петрографический комплекс пород района чрезвычайно многообразен. Благодаря многочисленным дислокациям, вызванным как общими тектоническими нарушениями Алтая, так и местными, геологические взаимоотношения пород очень сложны. Наибольшим распространением пользуются изверженные породы, занявшие большую часть района, осадочные же породы выступают лишь в виде островков среди мощных толщ порфиритов, габбро и гранитов. При изучении петрографии района наиболее целесообразно выделить однородные литологические комплексы, связанные генетически между собой, и изучать их отдельно, дав в конце общую картину строения и взаимоотношения этих пород.



Фиг. 4. Р. Пыжа

Глубинные изверженные породы основного характера (габбро)

Основные породы распространены главным образом в северной части Прителецкого района, слагая побережье р. Бии почти до р. Тулой, затем низовье р. Пыжи и Уймень (у урочища Киа, р. Каячек и др.). Кроме того основные породы, несколько отличные от вышеназванных, встречены по р. Кайнду (система р. Уймень) в области развития песчаников. Наи-

более распространенными породами этой группы являются габбро. К наиболее типичным районам распространения его надо отнести побережье р. Бии, начиная от устья Пыжи (фиг. 4) и почти вплоть до впадения в Бию р. Тулой, а также правый берег р. Пыжи (у села Ново-Троицк) и низовье р. Уймень и Сары-Кокши. По внешнему виду габбро представляет собой обычно крупно- и среднезернистые породы мезократового типа, состоящие из основного плагиоклаза (обычно представленного лабрадором, реже основным андезином) и черного цветного минерала — пироксена и роговой обманки. Часто мезократовое габбро обогащается цветными минералами и дает плотную мелкозернистую породу меланократового типа. При макроскопическом изучении иногда замечается пирит, достигающий в некоторых участках значения существенной составной части. При микроскопическом же исследовании видно, что наряду с пиритом в породе содержатся и окисные соединения железа в виде железного блеска и магнитного железняка. Структура габбро обычно гранитного типа, реже офитовая и порфировидная. Минералы, встречающиеся в габбро, могут быть разбиты на первичные: плагиоклаз ряда лабрадора (№ 55—62), пироксен (редко роговая обманка) и рудные выделения; вторичные: роговая обманка, альбит и кислые плагиоклазы, эпидот, цоизит, хлорит, кварц, соссюрит, серицит, каолин и карбонаты. Привожу химический анализ габбро (обр. № 17), произведенный в химической лаборатории Петрографического института Академии Наук В. А. Молевой.

SiO_2	55.34 %
TiO_2	0.61
Al_2O_3	16.37
Fe_2O_3	2.28
FeO	7.32
CaO	7.96
MgO	5.03
MnO	0.17
Na_2O	2.60
K_2O	0.42
H_2O выше 110°	1.64
H_2O при 110°	0.30
	100.04 %

Пересчет анализа по способу Ф. Ю. Левинсон-Лессинга дает следующие данные: $2.33\,RO \cdot R_2O_3$; $5.31\ SiO_2$; $R_2O : RO = 1 : 8$. $\alpha = 1.994$; $\beta = 62.71$; $\gamma = 1.60$

Минералогический пересчет

плагиоклаза	50.7 %
пироксена	32.6 „
кварца	11.2 „
ортоклаза	2.4 „
магнетита	2.0 „
ильменита	1.0 „

An : Ab = 60.6 : 39.4, т. е. pl № 61.

Наличие 11% SiO_2 в породе, при отсутствии ее в минералогическом состоянии, объясняется присутствием целого ряда вторичных минералов, получившихся при разрушении полевошпатовых и цветных компонентов, а также минералов гидротермального генезиса, встречающихся в виде тонких жилок.

Приведу краткое микроскопическое изучение этого анализированного габбро, так как он является типичным для всех габбро этой области.

Составные части: 1) плагиоклаз, 2) амфиболизированный пироксен, 3) хлорит, соссюрит, серицит, 4) эпидот, 5) пренит, 6) магнитный железняк.

1) Плагиоклаз дает идиоморфные, обычно призматические, реже табличатые кристаллы.

Оптические константы:

$$B \begin{cases} n_g - 35^\circ, \\ n_m - 60^\circ, \\ n_p - 73^\circ, \end{cases}$$

двойниковый закон (010), $2V = +78^\circ$, что соответствует плагиоклазу № 57

Плагиоклаз часто альбитизирован с выделением кальциевой молекулы в виде эпидота и цоизита. Кроме того продуктами его разрушения являются соссюрит, серицит и хлорит. Надо отметить, что разрушение настолько сильно, что затрудняет производство определений на Федоровском столике.

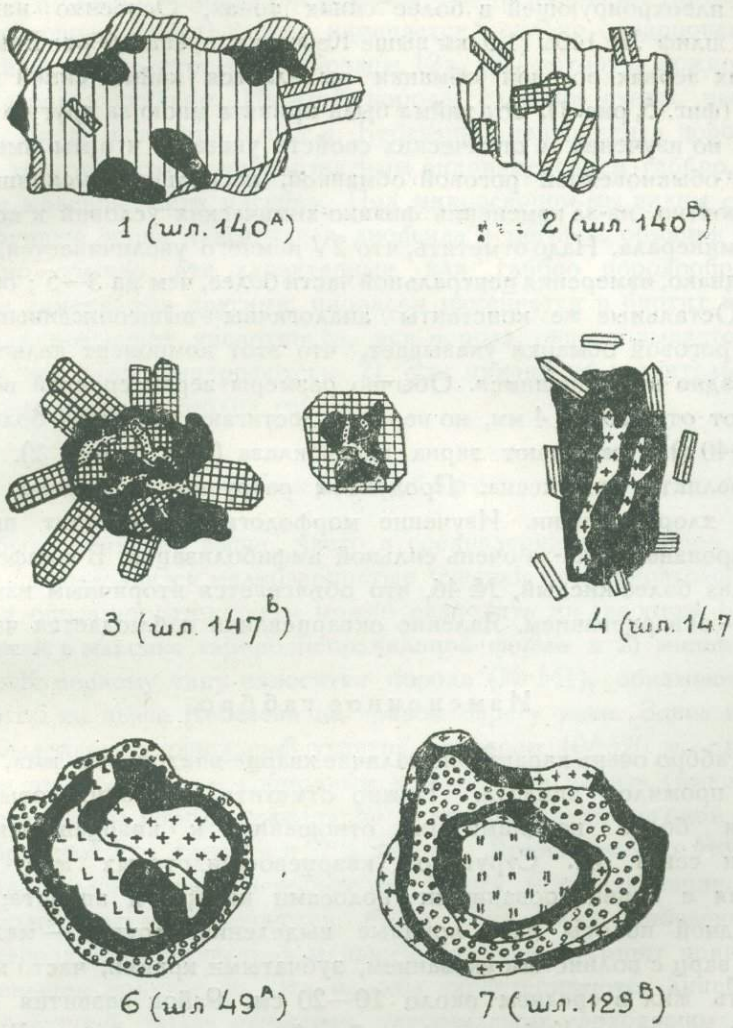
Пироксен—диопсид. Все зерна пироксена захвачены процессом амфиболизации. Первой степенью является появление каемок зеленой плеохроичной роговой обманки по краям бесцветных зерен пироксена. Часто пироксен остается в виде небольшого участка, все же зерно превратилось в роговую обманку. Константы пироксена: $2V = +58^\circ$, $N_g - N_p$ 0.0272; Cn_g —36°, N_p' — 1.680, N_g' — 1.712 (ясн. шагрень).

Эпидот образует тонкие жилки.

Пренит сечет породу двумя тончайшими жилками, бесцветен, шагрень. $\gamma - \alpha = 0.0263$; $2V + 65^\circ$.

Рудные выделения — магнетит около 1%, дают скелетообразные зерна, сосредоточивающиеся обычно в зернах цветного минерала.

Описанная порода является типичной для габбро данного района. Правда, в большинстве шлифов мы не встречаем пироксена, что указывает на то, что процесс амфиболизации уже закончен (микрофотогр. 1). В некоторых шлифах мы видим роговую обманку с весьма совершенными формами, и лишь встреченные реликты пироксена указывают на вторичность ее происхождения. Роговая обманка обыкновенная со следующими константами (шл. 147): угасание 15 — 21°, $\gamma - \alpha = 0.0239$, $2V = -72^\circ$, пояс развития +. Полихроизм $n_g > n_m < n_p$ в зеленых, синих и желтых точках, n_g — зеленый с синим оттенком; n_m — зеле-



Фиг. 5. Особенности строения минералов габбровых пород

ный, n_p — желтоватозеленый. При выделении роговой обманки происходило изменение физико-химических условий кристаллизации: на зеленый роговой обманке появляются расплывчатые ободки из роговой

обманки, плеохроирующей в более синих тонах. Особенно наглядным является шлиф № 140а (1.5 км выше Кебезени, правый берег Бии). Здесь в крупных зернах роговой обманки выделяется кайма синей роговой обманки (фиг. 5, рис. 1). Эта кайма была принята мною за другую роговую обманку, но изучение ее оптических свойств указало, что мы имеем дело с той же обыкновенной роговой обманкой, несколько изменившей свой цвет, вероятно, из-за изменения физико-химических условий к концу выделения минерала. Надо отметить, что 2V немного увеличивается, не превышая, однако, измерения центральной части более, чем на 3—5°; обычно = —77°. Остальные же константы аналогичны вышеописанным. Морфология роговой обманки указывает, что этот компонент является наиболее поздно выделившимся. Обычно размеры зерен средней величины, вариируют от 0.25 до 4 мм, но нередко достигают величины более 10 мм (шл. № 140 а) и окружают зерна плагиоклаза (фиг. 5, рис. 2). В зерне видны реликты пироксена. Продуктом разрушения роговых обманок является хлорит-пеннин. Изучение морфологии и констант пироксена трудно произвести из-за очень сильной амфиболизации. В шлифе № 140 а плагиоклаз более кислый, № 46, что объясняется вторичным изменением породы — окварцеванием. Явление окварцевания наблюдается часто.

Измененное габбро

Для габбро очень характерно наличие кварце-эпидотовых жил, а также мелких прожилок эпидота. Нужно отметить, что эпидотовые жилки являются более поздними по отношению к кварцево-эпидотовым жилам и секут их. Структура кварцево-эпидотовых жил линейно-полосатая с ориентированными полосами кварца и эпидота; причем кварц одной полосы дает крупные выделения, другой — мельчайшие зерна. Кварц с волнистым указанием, зубчатыми краями, часто мозаичен. Мощность жил в среднем около 10—20 см. Район развития особенно ярко проявляется у Кебезенского „бома“ на правом берегу Бии; здесь мощность жил 0.35—0.40 м. В контакте габбро с кварцево-эпидотовыми жилами идет изменение, выражающееся в эпидотизации, окварцевании и часто в динамических воздействиях. Примером может служить следующая порода, в которой плагиоклаз повышает кислотность до № 26, причем крупные кристаллы подвергаются динамоморфизму — полоски полисинтетических двойников изогнуты; мощность контактового воздействия достигает до 0.40 м. Дальше изменение почти не сказывается.

Часто габбро подвергается интенсивным дислокационным воздействиям (правый берег Бии выше Кебезени), выражающимся обычно в появлении типичной линейно-полосатой структуры, но иногда изменение идет дальше, и под влиянием более поздних агентов метаморфизма габбро настолько метаморфизуется, что в нем трудно узнать исходную породу. Подобные сильно измененные габбро встречаются у Кебезенского „бома“. Здесь

в контакте габбро с кварцево-полевошпатовыми породами (метаморфизованная осадочная толща) габбро изменяется в сильно окварцованную породу гнейсовидного строения (образцы 12а, 13), которую можно назвать плагиоклазовым гнейсом. Из этой породы сложены скалы, выходящие к р. Бии, около впадения в нее р. Кебезени. Гнейсовидная порода здесь является тектоническим эндоконтактным видоизменением габбро, приуроченным к краевой части массива. Под микроскопом мы видим сохранившиеся крупные зерна плагиоклаза, диопсида и роговой обманки (шл. 12а и 13), но обычно эти характерные для габбро породообразующие минералы заменяются другими; пироксен изменяется в биотит и хлорит, плагиоклаз повышает кислотность, вся порода окварцовывается и подвергается катаклазу (микрофотогр. 2). Эти изменения значительно изменяют первоначальный облик габбро.

Микро-габбро

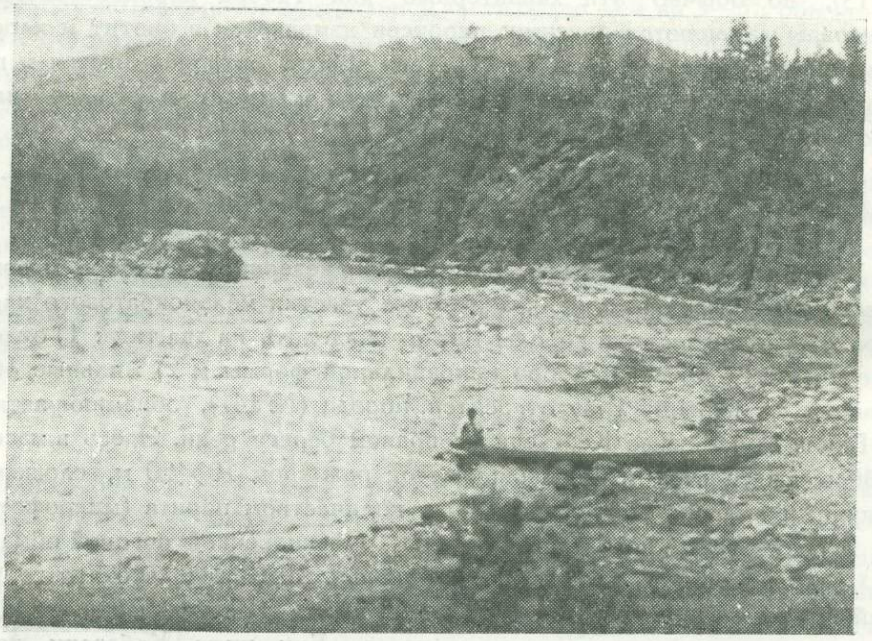
Как было отмечено выше, часто в среднезернистом габбро мезократового типа выделяется мелкозернистые участки меланократового характера. При описании эти породы можно разделить на два типа: 1) отдельные участки в массиве габбро неправильной формы и 2) жильные образования. К первому типу относится порода (№ 141), обнажающаяся по р. Бии в 1.5 км выше Кебезени на правом берегу реки. Здесь в массиве габбро выделяется небольшой участок размером 10×20 м, сложенный типичным амфиболитом с громадным количеством пирита (микрофотогр. 3). В состав этой породы входят 50% обыкновенной роговой обманки, 45% лабрадора; 3% хлорита и 2% пирита. Возможно, что это громадный шлир, выделившийся в породе во время кристаллизации. Подобные породы часто встречаются по р. Бии ниже Кебезени также в виде неправильных участков меньшей величины. Пирит присутствует уже в меньшем количестве. Эти породы характеризуются линейно-полосатой структурой, более основным плагиоклазом, доходящим до № 72, с значительным количеством вкрапленников.

Дайки меланократового габбро встречены нами только в одном участке, именно в Кебезенском „боме".

По р. Бии тянутся габбро нормального типа (фиг. 6.). Начиная, примерно, от старого Кожевенного завода, вверх по реке идут свалы, сложенные из динамо-метаморфизованных, сильно окварцованных пород гнейсовидного строения (названные мною плагиоклазовыми гнейсами); дальше, сворачивая к реке Кебезенке, мы встречаемся с толщей метаморфизованных осадочных пород (образцы 8, 9а, 11 и др.); как в плагиоклазовых гнейсах, так и в метаморфической толще встречаются секущие жилы указанного типа микро-габбро. Обычно мощность их не превышает 50—60 см, но в метаморфизованной толще одна из даек достигла мощности 3.5 м. Порода этих даек обычно представлена альбитизированным микро-

габбро (шл. 9 b, 12 b и др.), причем в жилах, наиболее удаленных от массива габбро, выделяется идиоморфная роговая обманка, в виде вытянутых по n_g кристаллов первичного характера. В дайке, находящейся у впадения р. Кебезенки в р. Бию, микро-габбро несколько другого характера: роговая обманка вторична и получилась за счет разрушения диопсида.

Обобщая все данные насчет пород микро-габбрового типа, можно заметить, что в дайках плагиоклаз более кислый (до альбита), в шлирах



Фиг. 6. Выходы габбро по р. Бии. Фото Суслова

же плагиоклаз повышает свою основность, достигая в некоторых шлирах кислого битовнита. Например, в шлире № 16 измерения дают следующие результаты:

$$B\begin{cases} n_g - 60^\circ, \\ n_m - 56, \\ n_p - 44; \end{cases}$$

закон (010) $2V = -82^\circ$ № 76.

Эти особенности указывают, что микро-габбро шлиров явилось более ранним образованием по отношению к массиву габбро в отличие от даек.

Габбро-порфириты

Чрезвычайно интересные разности представляют порфировидные породы основной магмы. С ними мы встречаемся: 1) на упомянутом Кебезенском „боме“, где порфировидные разности приурочены к контакту с ме-

таморфизованной осадочной толщей и представляют из себя как бы верхний „слой" габбрового массива (фиг. 7); 2) они слагают побережье р. Каячек (обнажение в 5 км от урочища Кла).

Породы побережья о. Каячек

Рассмотрим сначала участок порфиритовых пород, слагающих побережье р. Каячек (шлифы 138, 138 а, 138 в, 147 в). По внешнему виду они серого цвета с порфировидными вкрапленниками табличек полевого шпата



Фиг. 7. Выходы габбро-норитов по р. Бии. Фото С. П. Суслова

и темных кристалликов цветного минерала меньшего размера, чем плагиоклаз; их можно отнести к плагиоклазо-диопсидовым порфиритам. Структура порфировидная с интерсертальной основной массой, которая состоит из кислого плагиоклаза № 7—8 и мелких, вытянутых по n_g, кристаллов пироксена и роговой обманки, а также непрозрачных участков, подвергшихся каолинизации и хлоритизации. Вкрапленники: 1) совершенно разложившиеся зерна плагиоклаза, превращенного в аггрегат серицита, соссюрита и эпидота; 2) пироксен-диопсид с константами: 0.0275; $2V = +58.5^\circ$, $n_g = 1.692$, $n_p = 1.675$.

Пироксен при метаморфизации переходит в роговую обманку, серпентин и хлорит. Пироксен образует вытянутые кристаллы, а также дает характерные табличатые разрезы (001); часто образует двойники по (001) (шлиф 138). Вкрапленники диопсида подвержены изменению, особенно

проявившемуся в крупных зернах. Метаморфизация идет с центра, в котором образуются хлорит, кальцит и эпидот (фиг. 5, рис. 3). Мелкие зерна почти не изменяются. Это указывает на то, что первоначальные условия кристаллизации были более сложны, и по мере выделения пироксена кристаллизация приобрела более спокойный характер. Очень часто все зерно пироксена изменяется в хлорит, кальцит, эпидот и цоизит; в этих случаях вокруг такого хлоритизированного зерна, погружаясь в него, выделяются вытянутые кристаллики роговой обманки (фиг. 5, рис. 4). В этом же порфирите выделяется значительное количество мелкораспыленного пирита, заметное и при макроскопическом рассмотрении.

Подобные же измененные порфириты встречены нами на Кебезенском „боме" в контакте габбро с осадочной толщей. Эти порфириты можно резко разделить на две группы: 1) роговообманковые порфириты (обр. 148 с), 2) полевошпатовые порфириты (№ 148 b). Роговообманковый порфирит по внешнему виду представляет собой плотную серую породу с идиоморфными кристаллами черно-зеленой роговой обманки, вытянутыми по вертикальной оси, с большим количеством пирита. Эта порода выделяется в виде неправильного участка (размером около 160 кв. м) на вершине гребня габбровых пород недалеко (метрах в 20) от контакта с плагиоклазовым гнейсом. Под микроскопом порода представляет из себя альбитизированную и каолинизированную основную массу с крупными фенокристаллами роговой обманки. Порода обогащена кальцитом, который разбивает причудливыми жилками зерна роговой обманки, а также образует довольно крупные вкрапленники в породе. Привнос карбонатов связан с кальцито-эпидотовыми прожилками, секущими породу. Кроме карбонатизации наблюдается хлоритизация породы: хлорит (пеннин) рассеян в виде мелких листочков на фоне основной массы. Как видно, порода подверглась значительному метасоматическому воздействию. Еще более измененной является вторая группа порфиритов, группа полевошпатовых порфиритов, вкрапленники плагиоклаза которых окрашены в фисташковозеленый цвет. Под микроскопом видны лишь изредка реликты альбитизированного плагиоклаза, все же остальное зерно замещено эпидотом (микрофотогр. 4). Получается чрезвычайно эффектная картина: на фоне серой основной массы разбросаны ярко поляризующие зерна эпидота. Изредка встречается диопсид, подвергшийся динамическому воздействию и раздробленный на отдельные, разно ориентированные участки, эпидот образует часто радиально лучистые аггрегаты фисташковозеленоватого цвета с желтым оттенком. Константы: $\gamma - \alpha = 0.0530$ $2V = -70°$, $\rho > v$.

Сильное изменение порфиритов вызвано, вероятно, как изменением физико-химических условий в контактной зоне, так и интенсивными динамо-метаморфическими воздействиями.

Пироксениты и образование асбеста

Другим типом основных пород являются встреченные по р. Кайнду (правый приток Уймень) пироксениты. Здесь в грубозернистые песчаники (предположительно, каменноугольного времени) внедряется небольшое интрузивное тело размером около 200 кв. м зеленого цвета, с которым связано образование асбеста. Порода плотная и трудно выбивается. В ней присутствует большое количество пирита. Пироксенит состоит в преобладающем количестве из крупных кристаллов авгита. Основная масса состоит из разложившегося плагиоклаза и представляет собой малопрозрачный хлоритизированный и каолинизированный фон, на котором изредка видны альбитизированные участки и вытянутые зерна полевого шпата, целиком заполненные вторичными минералами, из которых преобладающим является серицит, соссюрит и кальцит (шл. 117 а и 118). Сильно развиты вторичные минералы: эпидот, хлорит и кальцит. По р. Кайнду как в песчаниках, так и в самом пироксенитовом массиве встречаются довольно мощные кварцево-эпидотовые жилы, интересные по значительному содержанию в них меди. Медные минералы представлены малахитом, халькопиритом и борнитом. Они обычно выделяются на поверхностных частях жилы, не проникая в самую жильную массу (шл. 117с). Под микроскопом мы видим различие от кварцево-эпидотовых жил более северных районов (р. Бия); там жила состояла из кварца и эпидота, здесь наряду с ними существенную роль играют карбонаты (шл. 117с). Видимо с этими жилами связаны интенсивные изменения пироксенита, выразившиеся главным образом в приносе карбонатов и кварца.

Особенно интересна эта порода в связи с нахождением в ней асбеста. В шлифах видно образование в измененной пироксенитовой породе хризотил-асбеста с одновременным отложением карбонатов. Асбест образует тонкие жилки в теле интрузива, а также встречается в песчанике, приурочиваясь к жиле пироксенита. Малое количество асбеста и незначительный масштаб интрузивного тела исключает возможность промышленного значения месторождения. Нужно, однако, рассчитывать, что возможны выходы пироксенитовой интрузии большего масштаба в верховьях рек Сары и Кары-Кокша, где не было до сих пор поставлено никаких геологических работ.

Плагиоклаз-порфириты

Порфириты, альбитофиры и мандельштейны.

Порфиритовые породы весьма распространены в исследуемом районе, слагая среднее течение рек Пыжи и Уймень и обнажаясь по более мелким их притокам. Находясь в сфере действия гранитного массива горы Урсун, породы эти носят часто следы гидротермального и пневма-

толитического изменения, выражающегося в привносе сульфидов меди и железа, кальцитизации, окварцевании и т. п.

Наиболее крупным массивом, сложенным подобными породами, является гора Азарт. Гора Азарт круто обрывается к водам р. Уймень, образуя иногда отвесные стены, часто недоступные из-за отсутствия брода. К р. Пыже склоны пологи, лесисты и необнаженны. От горы Чури гора Азарт отделяется небольшим логом ручья Асхалды, в вершине которого эти горы сходятся между собой. Высота горы 1200 м. Под влиянием явлений метаморфизма породы горы Азарт являются чрезвычайно разнообразными по внешнему виду. Различие заключается в различных степенях метаморфизации, различиях структуры и, наконец, присутствии или отсутствии медного оруденения. Преобладающими и наиболее типичными являются зеленые и коричневые порфировидные породы с вкрапленниками полевого шпата зеленоватого цвета. Даже при поверхностном осмотре видно, насколько интенсивно порода подвергалась вторичным изменениям. Вкрапленники плагиоклаза приобрели зеленоватую окраску, вследствие эпидотизации и хлоритизации; порода сечется жилками кальцита, кварца и эпидота. Под микроскопом шлифы всех образцов имеют в общем аналогичную картину. Это порфировидные породы с вкрапленниками альбитизированного плагиоклаза и с микролитовой основной массой при трахитовой структуре. Характерным для породы является интенсивный ее метаморфизм (первичного и вторичного характера), обогативший породу кальцитом, эпидотом, хлоритом и т. д. В вкрапленниках альбитизированного плагиоклаза располагаются ветвистые образования кальцита (шл. 68). Сама порода настолько сильно проникнута эпидотом, что получается впечатление как бы эпидотового цемента, на котором выделяются фенокристы плагиоклаза. Вторичные минералы — эпидот, кальцит, хлорит — не только разбросаны по породе, но также образуют сеть жилок, секущих как самую породу, так и разрушенные вкрапленники плагиоклаза. Нужно отметить два типа эпидота, присутствующего в породе: первый получается за счет разрушения плагиоклаза, второй — привноса совместно с кальцитом и кварцем. По внешнему виду их легко отличить друг от друга, первый — более тусклый, второй дает часто довольно правильные зерна и обладает чистыми и яркими цветами интерференции. $\lambda - \alpha$ достигает величины 0.0335. В породах горы Азарт часто видны рудные включения, состоящие из окислов железа, и даже иногда наблюдаются жилки железного блеска, секущие породу. Наиболее интересным в породе горы Азарт является довольно значительное медное оруденение, проявляющееся по плоскостям отдельности и по трещинкам в породе. Оруденение представлено окисными соединениями меди, чаще всего малахитом, реже медной синью. Выбивая образцы, мы на всех плоскостях имеем налеты медных образований (образец № 68 c, 68 f). Нередко медь встречается и в свежем изломе породы, что наглядно видно в некоторых шлифах (68 c, 68 e и 68 f), где медные соединения сосредоточены в тончайших кварцево-эпидотовых

жилках. Вероятнее всего, что первичные соединения меди находятся на большой глубине и внесены на поверхность лишь под влиянием гидротермальных процессов. В породе горы, которую можно назвать альбитофирами, иногда встречаются и менее измененные разности, в которых плагиоклаз разрушен меньше, представляя собой кислый андезин № 30—31, это говорит за то, что альбитофир является вторичным и произошел в процессе метаморфизма порфиритов. Породы горы Азарт представляют интерес, так как подчеркивают те интенсивные изменения, которым они подверглись под влиянием гранитной интрузии; явления, связанные с этой интрузией, должны быть учтены при изучении образования скарнов горы Чури.

Породы, отнесенные нами в группу порфиритов, генетически связаны с породой горы Азарт и обычно располагаются в районах, смежных с этой последней. Они обычно порфирового характера с стекловатой основной массой, реже представлены однородной плотной массой трахитовой или андезитовой структуры. Плагиоклаз в них олигоклаз-андезин, обычно представляя кислый андезин № 30—35.

Породы лейкократового характера. Первичными составными частями является плагиоклаз от № 29 до № 40. Вторичными — эпидот, хлорит, кальцит, соссюрит, серицит, пренит, кварц, каолин, сульфиды и окисные соединения железа и меди. Во всех этих породах красной нитью прослеживается явление воздействия агентов метаморфизма, часто совершенно меняющее первоначальный облик породы. Здесь мы встречаем и нормальные порфириты, измененные под влиянием эманаций гранитной магмы и обогащенные минералами гидротермального генезиса (обр. 101, 103), и рассланцованные порфириты, где весь плагиоклаз заполнен вторичными минералообразованиями, и обожженные краснокоричневые породы, совершенно потерявшие свою первоначальную структуру. Изредка встречаются очень любопытные хлоритизированные породы (названные мною мета-порфиритами), сильно обогащенные сульфидом железа. Из этих метапорфиритов необходимо отметить, во-первых, зеленые порфировидные породы, генетически связанные с альбитофиром горы Азарт, слагающие левый берег Уймень и представляющие кровлю лакколита кварцево-плагиоклазового порфира. Породы эти изменены менее, чем породы г. Азарт, и поддаются более детальному изучению. Это плагиоклазовые породы порфировидной структуры; основная масса состоит из расстеклованного вещества бурого цвета, на котором выделяются микролиты плагиоклаза (иногда с трахитовой структурой), хлорит и вторичные минералы группы слюд и зернышки окислов железа. Хлоритизация настолько интенсивна, что порода окрашивается в ярко-зеленый цвет. Порфировидные вкрапленники представлены плагиоклазом ряда олигоклаз-андезина, дающим удлиненные, реже табличатые кристаллы размером 1—1.5 мм. Измерения на Федоровском столике дают следующие результаты.

В

№ шл.	Bn_g	Bn_m	Bn_p	2V	Зак.	$№_{pl}$
103 b	75°	15°	87°	— 84	(001)	35
103	74°	17°	88	— 83	(001)	32
100 a	76	15	86	—	(001)	34

Фенокристаллы подверглись изменению, вторичные минералы: эпидот, соссюрит, серицит, хлорит, кальцит. Часто зерна плагиоклаза раздроблены и по трещинкам выделяются карбонаты. Кроме того порода сечется жилками кальцита, хлорита и кварца. Кальцит образует отдельные вкрапления в породе.

Этот участок на правом берегу Уймень, у устья р. Баяже, представляет особый интерес, так как здесь наблюдается контакт деривата гранитной магмы (кв.-пл. порфир) горы Урчун, внедрившейся в порфиритовую толщу и образовавшей в ней подобие лакколита. В контакте порфирит интенсивно карбонатизируется и прорезается целой сетью кварцевых, кальцитовых и эпидотовых жилок, т. е. здесь происходят явления, аналогичные тем, которые происходят и на горе Чуре под влиянием даек порфира. Необходимо обратить внимание на наличие в этом порфирите двух видов хлорита: 1) клинохлор: цвет желтый с зеленым оттенком, резкий полихроизм $n_g > n_p$ знак +; $\gamma - \alpha = 0.0052$. В нем сосредоточиваются зернышки рудного вещества; 2) пеннин: цвет зеленый, полихроизм слабый, $n_g > n_p$, $\gamma - \alpha$ почти $= 0$ (шлифы 102 и 103).

Можно еще несколько добавить о породах, слагающих берега речки и обративших на себя внимание по значительному количеству в них мелко распыленного пирита. По своей структуре и по значительной хлоритизации эти породы могут быть названы диабазовыми порфиритами. Структура офитовая; основная масса нацело хлоритизирована, и в ней рассеяны зернышки пирита (микрофотогр. № 5). Пирит содержится в количестве около 10% (минералогический подсчет затрудняется из-за мелких размеров зерен пирита). По внешнему виду это плотные зеленые породы однородного характера. Даже при поверхностном осмотре видна сильнейшая хлоритизация ее. Под микроскопом же видно, что весь плагиоклаз подвергается хлоритизации и порой нацело превращен в аггрегат хлоритовых минералов (шл. 87 а). Результаты определения на Федоровском столике указывают, что плагиоклаз повышает свою основность до № 41—42, угас. МР+23°.

$$B \begin{cases} n_g - 63° \\ n_p - 81°. \\ n_m - 27° \end{cases}$$ По зак. ⊥ (001) Pl № 41—42.

Целый ряд районов, смежных с горой Азарт (например, река Юоля, часть течения Пыжи, Азарт и др.) слагаются серозелеными сланцеватыми породами, представляющими собой не что иное, как те же измененные порфириты. Эти породы обычно еще сильнее метаморфизованы. Почти нигде нельзя различить отдельных вкрапленников плагиоклаза; он весь перешел в аггрегат хлорита, соссюрита, кальцита и серицита (шл. 82, 52, 129 а, 88). Все эти породы слегка рассланцованы, но это не отражается на микроструктуре. Иногда наблюдается обжиг, придавший породе, вследствие выделения окислов железа, яркий краснокоричневый цвет (обр. 78).

Все породы этих районов прорезаются жилками кварца, эпидота, кальцита, пренита, а также секутся более крупными жилами, обычно кварцево-эпидотовыми, иногда содержащими медные соединения.

Мандельштейны

Особые разновидности тех же порфиритов представлены группой мандельштейновых пород. Они встречаются среди массы порфиритов и альбитофиров, приурочиваясь обычно к их периферическим частям. Подобными мандельштейнами сложены иногда довольно значительные территории района, например, гора Ярых по прав. берегу Уймень (у заимки Юрбуты), гора Талбыжа у слияния рек Пыжа и Урюл, а также незначительные выходы встречаются по р. Юоле, на г. Азарт и у улуса Асхалды. По внешнему виду это темные или зеленые породы с миндалинами самой разнообразной формы и величины, заполненными главным образом кварцем, халцедоном, кальцитом, пренитом и эпидотом. Иногда миндалевидные разности представлены довольно плотными породами с едва заметными миндалинами (обр. 82, 78 а), иногда же миндалины достигают величины 10—15 см и составляют более 50% породы (обр. 108 в). Масса между миндалинами плотная, с довольно крупными порфировидными вкрапленниками плагиоклаза, окрашенная обычно в темно-красно-черный цвет, реже в зеленый. Под микроскопом она сложена из темной стекловатой массы, в некоторых местах подобная масса подвергается каолинизации, хлоритизации и эпидотизации и окрашивается в зеленый цвет. Иногда же основная масса состоит из микролитов плагиоклаза андезитовой и трахитовой структуры. В зависимости от характера основной массы мы имеем различную окраску породы. Надо отметить, что измерения вкрапленников плагиоклаза из разных районов дают почти тождественные результаты.

В сильно пузыристых породах миндалины заполнены исключительно кварцем и халцедоном (обр. № 10). Обычно же минералами заполнения являются кварц и халцедон, кальцит, хлорит, эпидот и пренит. Пренит образует часто радиально-лучистые аггрегаты. Он бесцветный, $2V = +63°$ до $+66°$, $\gamma - \alpha = 0.0267$. Иногда в миндалинах встречается макроскопически коричневый минерал, шипящий под действием HCl. Заполнение пу-

№ шл.	B n_g	B n_m	B n_p	Зак.	2V	№ pl
49 a	79	85	15	(001)	—84	30
49 a	74	84	16	—	—84	30
49 b	76	84	14	—	—	30
80	76	83	16	—	—	29
82	75	85	14	—	—84	30

стот идет самым различным образом, иногда в центре откладывается хлорит, кальцит, реже эпидот, по краям же, выстилая миндалины, откладывается мелкозернистый аггрегат халцедона (шл. 67с). Другие же миндалины дают концетрические образования из чередования кварца, халцедона, хлорита и эпидота (фиг. 5, рис. № 7). Надо сказать, что кварц внешней оболочки отличается от кварца центральной части. Центральная часть состоит из крупных зерен кварца, внешняя же сложена типичным халцедоном. В других миндалинах существенную роль играет пренит. Пренитом выполнены мандельштейны по реке Юоле и Азарт (обр. 80, 49 а), а также пренитовые мандельштейны встречаются по Пыже у устья р. Урюха. Пренит заполняет миндалины совместно с хлоритом и эпидотом (фиг. 5, рис. 6,), иногда же пустоты выполнены целиком радиально-лучистым аггрегатом пренита с тоненьким ободком халцедона (микрофотогр. 6). Более мелкие миндалины заполняются халцедоном (внешняя оболочка) и хлоритом, пеннином (центральная часть), реже кальцитом (шлифы 82, 76 а). Суммируя все насчет этой группы пород, мы видим, что они очень похожи на мандельштейны диабазовой магмы. Это дает повод предполагать, что они, а также порфириты и альбитофиры могут быть связаны с теми диабазами „лист Улала", которые обнажаются по рекам Катуни, Бии, Малабише. При незначительной изученности района это остается пока предположением.

Гибридные породы

Последними породами, которые рассматриваются в этой группе, являются чрезвычайно интересные гибридные породы, получившиеся при ассимиляции порфиритами, описанными выше, толщи кварцеплагиоклазового песчаника. Породы эти поражают колоссальным количеством порфировидных вкрапленников, занимающих едва ли не больше 50% всей массы породы. Вкрапленники состоят из табличек полевого шпата и неправильно оконтуренных зерен кварца.

Породы эти встречаются только по р. Пыже, обнажаясь на горах Суяны (километрах в 10 вверх от села Ново-Троицк на правом берегу Бии) и Аначек, протягиваясь к югу вплоть до устья р. Юоли. Обычный

облик породы следующий: темная основная масса с фиолетовым оттенком, в которой выделяются крупные кристаллы полевого шпата — плагиоклаза ряда андезина — и кварца. Из-за большого количества вкрапленников она кажется на выветрелой стороне розовой. Иногда порода видоизменяется, вкрапленники приобретают розовый цвет, и вся порода светлеет. В этих породах (особенно наглядно в порфиритах горы Аначек) видны редкие брекчиевидные вкрапленники коричневого цвета, совершенно тождественные под микроскопом с брекчиевидными вкрапленниками обожженного песчаника в туфо-брекчии горы Чури (обр. 43 а). При микроскопическом изучении мы видим сильно выветрелые породы порфировой структуры. Основная масса: стекло, сильно каолинизированное, часто окрашенное окислами железа. Ясно намечается флюидальная структура стекла. На каолинизированном стекле выделяются крупно-табличатые кристаллы полевого шпата — плагиоклаза (разм. до 4-х мм) и оплавленные зерна кварца. Плагиоклаз изменен настолько интенсивно, что полисинтетическая штриховка остается в виде реликтов. Все зерно плагиоклаза превращено в аггрегат кальцита, серицита, соссюрита и каолина. Иногда наблюдается альбитизация. Результаты измерений, произведенных с большим трудом, определяют плагиоклаз как олигоклаз-андезин. В некоторых разрезах наблюдается зональность, неопределимая вследствие сильного изменения.

№ обр.	Bn_g	Bn_p	Bn_m	Закон	2V	№ pl.
40	78	58	32	(001)	— 76	34
40	77	87	14	(001)	— 72	30
40	18	90	71	(001)	—	33
43 b	20	70	86	(001)	— 84	38

Что касается цветной составной части, то можно предполагать, что она была полностью разложена, дав хлорит, серицит и окислы железа. Окислы железа образуют неправильной формы включения размерами в среднем около 0.3 мм и иногда до 0.7 мм. В краях просвечивает бурым. Вкрапленники кварца (размером 1—1.5 мм) всегда носят следы интенсивного динамического и термального воздействия. Края зерен оплавлены, образуя характерные „бухточки", получившиеся вследствие оплавления и растворения кварца. Почти все зерна раздроблены на отдельные кусочки (микрофотогр. 7), сцементированные веществом основной массы или вторичными минералами — кальцитом и хлоритом; по трещинкам в кварце иногда отлагается кварц другой генерации. Часто зерно кварца раздвинуто потоком основной массы на две части. Часто же в кварце находятся включения измененной плагиоклазовой массы, ограниченные или замкнутой линией, или же соединяющиеся с основ-

ной массой (шл. 40, 43b, 39b). Все это указывает на более раннее происхождение кварца и на неоднородность его по отношению к порфиритовой массе. Плагиоклазовые же вкрапленники не подвержены динамо-метаморфизму. В этих породах присутствуют, включаясь в основную массу, оплавленные и обожженные куски песчаника кварцево-плагиоклазового состава. После рассмотрения условий геологического залегания этих пород на северной оконечности порфиритового массива, в области развития кварцевых песчаников, становится совершенно ясно, что описанные кварцевые порфириты являются гибридными породами, получившимися при ассимиляции порфиритом песчаника. В результате в гибридных породах мы видим части как одной породы, так и другой, которые, сочетаясь, и дают эти своеобразные кварцево-андезитовые порфириты. Наличие же в породе кусков обожженного песчаника, не успевшего ассимилироваться, совершенно подтверждают это заключение.

Кислые изверженные породы (граниты и их эффузивные разности)

Переходя к группе кислых интрузий, надо сказать, что распространение их приурочивается к различным частям нашего района. Еще при работах в сравнительно ровной местности бросается в глаза возвышающаяся среди холмистого рельефа гора Узелек. Восточная часть ее сложена плотным биотитовым гранитом розовофиолетового цвета. Далее кислые породы выходят по р. Большой Ише (у старой мельницы) среди песчаников и рассланцованных брекчий. Самым крупным гранитным массивом является хребет Урчун. Это причудливая грива, тянущаяся в меридиональном направлении, составляет водораздельный хребет между реками Пыжа и Уймень и достигает высоты до 1200 м. Как раз с интрузией этого массива связано образование скарнов горы Чури. К западу и востоку от Урчун многие возвышенности сложены плотными розовыми породами, представляющими собой эффузивные разности гранитной магмы. Таким кварцевым порфиром сложена гора Чуоя-чун (правый берег Пыжи), правый берег Уймень (выше впадения в нее р. Кайнду), левый берег Уймень (у улуса Асхалды); дайки аналогичных пород также секут измененные брекчии горы Чури.

Плагиоклазовые граниты

После произведенных микроскопических и химических исследований выяснилось, что все граниты, столь отличные по внешнему виду и структурным особенностям и выходящие в различных пунктах исследуемого района, представляют собой родственные породы, генетически связанные между собой. Именно, это лейкократовые плагиоклазовые граниты со следующими коэфициентами кислотности: р. Урчун $\alpha = 4.38$, г. Узлек — 4.30, р. М. Имша — 4.29.

Как видно из анализов, в основном характер их остается постоянным, варьирует лишь количество щелочей и щелочных земель: г. Урчун $R_2O:RO=3:1$, г. Узлек $R_2O:RO=7.1:1$, р. Иша — 2.5:1; отношение $\overline{R_2O_3}:RO=1:1$ остается во всех гранитах постоянным. Существенными составными частями являются: плагиоклаз-альбит, кварц, ортоклаз, биотит. Микроскопический подсчет и данные анализов показывают, что плагиоклаз преобладает над ортоклазом примерно в два раза. Особенно интересен гранит горы Урчун, так как с ним связаны интересующие нас контакт-метасоматические изменения пород горы Чури. На изучении его особенностей необходимо остановиться подробно. Для полного же освещения всей совокупности изменений гранитной магмы я вначале коснусь тех своеобразных плагиоклазовых гранитов, которые выходят среди толщи осадочных пород в северной части исследованной территории.

На горе Узлек мы встречаемся с очень своеобразным гранитом гранофировой структуры и отличающимся прекрасным развитием мирмекитов (микрофотогр. 8). Гранит плагиоклазовый, лейкократового характера, состоит из мирмекита, кварца, плагиоклаза № 7—8 и незначительного количества биотита. Привожу его анализ (№ 2 b).

SiO_2	74.75%
TiO_2	0.17
Al_2O_3	14.52
Fe_2O_3	0.74
FeO	0.43
MnO	0.08
MgO	0.15
CaO	0.30
Na_2O	4.24
K_2O	4.42
H_2O^{-110}	0.50
H_2O выше 110°	0.11
	100.05%

Магматическая формула по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу

$0.9\ \overline{RO}\cdot R_2O_3\ 8.5\ RO_2$

$\alpha = 4.30\ \beta = 22.35\ \gamma = 4.47$

$R_2O:RO = 7.1:1$

Аналитик В. А. Молева

Анализ показывает, что гранит носит резко щелочной характер. Этим гранитом сложен восточный склон горы; на вершине гранит переходит в серозеленую породу, по внешнему виду напоминающую кварцит. При микроскопическом изучении устанавливается, что гранит переходит в кварцево-альбитовый порфир. Основная масса его аморфна, вкрапленники же сильно подверглись катаклазу. Кварц раздроблен, часто мозаичен. Альбит сильно разложен (шл. 2 a, 2 d, 2 c). Порода лейкократовая, биотит целиком перешел в хлорит (пеннин). Часто в кварце-плагиоклазовом порфире содержится значительное количество пирита в виде равномерно рассеянных вкраплений. Нередко наблюдается окварцевание, выражающееся в целой сети кварцевых жилок, секущих порфир.

Фацией такой же интрузии сложено побережье Б. Иши. Долина Иши заболочена, путь часто преграждает непроходимая трясина „согра". В верховьях реки обнажений нет. Первые обнажения встречаются по левому берегу у старой мельницы. Гранит по структуре и внешнему виду сильно отличается от гранита Урчун и Узлек. Эта светлая среднезернистая порода серого цвета, состоящая из пертита-ортоклаза, проросшего вростками альбита (микрофотогр. 9), кварца, решетчатого микроклина, альбита № 10—11 и незначительного количества биотита. Попадается циркон и апатит. Минералогический пересчет дает следующие результаты (%): кварца 40.24, плагиоклаза 33.93, ортоклаза 21.62, биотита 3.33, магнетита 0.55, ильменита 0.33. Плагиоклаз (по пересч. анализа) № 15.

SiO_2	72.28 %
TiO_2	0.20
Al_2O_3	14.17
Fe_2O_3	0.67
FeO	0.72
MnO	0.10
MgO	0.29
CaO	1.10
Na_2O	3.36
K_2O	4.18
$H_2O^{-110^\circ}$	0.40
H_2O выше 110°	0.14
	99.91 %

Магматическая формула
Анализ породы № 4

$0.95\ \overline{RO}\cdot R_2O_3\cdot 8.49\ RO_2$

$\alpha = 4.29\ \ \beta = 22.96\ \ \gamma = 4.35$

$R_2O : RO = 2.5 : 1.$

Как будет видно дальше, эта порода по химическому составу почти совершенно тождественна с гранитом горы Урчун и лишь отличается большим содержанием CaO и меньшим Na_2O, поэтому мы имеем более основн. pl. Надо отметить в этом гранодиорите одну интересную особенность: в большинстве кристаллов ортоклаза наблюдаются оптические аномалии, выражающиеся в положительном знаке минерала. Угол оптических осей $= +70—69^\circ$. Видимо, в период кристаллизации происходили какие-то деформации, вызвавшие изменения оптического характера минерала и давшие зернам кварца волнистое угасание.

Вниз по р. Ише несколько верст обнажений нет и лишь у устья р. Чеборки в холмах, сильно задернованных, идут небольшие выходы среднезернистой темной породы, существенно состоящей из роговой обманки, плагиоклаза № 33—35 и небольшого количества кварца, т. е. мы имеем кварцевый диорит. Несколько ниже по р. Ише мы уже встречаемся с эффузивной разностью той же породы (шл. № 6). Вкрапленники — олигоклаз-андезин, реже кварц; цветной минерал биотит. Разбирая характер и геологическое залегание этого кварцевого диорита, наиболее достоверно будет предположить, что он является краевой фацией гранитного интрузива, описанного ниже.

Плагиоклазовый гранит г. Урчун

Необходимо подробно остановиться на главном массиве гранита в нашем районе и на связанных с ним эффузивных разностях. Интрузия этого гранита являлась активной, богатой эманациями и воздействовала на прилежащие породы с образованием скарнов. Гора Урчун представляет громадный водораздельный хребет между р. Пыжей и р. Уймень, тянущийся причудливой гривой километров на 20 и теряющийся на севере в глубине кедровой тайги. Вершина его покрыта россыпями и скалами и совершенно лишена растительности. Этот хребет сложен розовофиолетовым гранитом среднезернистой текстуры. Гранит лейкократовый. Микроскопическое изучение указывает, что это плагиоклазовый гранит. Существенно состоит из кварца, альбита № 8, ортоклаза, биотита. Отношение плагиоклаза к ортоклазу (микроскопический подсчет) 70 : 30. Результаты минералогического пересчета по химическому анализу следующие (%): кварца 36.4, альбита 34.6, ортоклаза 19.8, анортита 4.2, биотита 3.9, ильменита 0.3, магнетита 0.4; плагиоклаз № 10—11.

$$(Ab : An = 89.1 : 10.9)\ Or : pl = -35.5 = 66.5.$$

Химический анализ № 26

SiO_2	74.30 %
TiO_2	0.23
Al_2O_3	14.00
Fe_2O_3	0.57
FeO	0.73
MnO	0.06
MgO	0.34
CaO	0.90
Na_2O	4.08
K_2O	3.94
$H_2O^{-110°}$	0.24
H_2O выше 110	0.54
	99.93 %

Магматическая формула

$1.01\ \overline{RO} \cdot R_2O_3\ 8.786\ SiO_2$

$a = 4.38\ \beta = 22.87\ \gamma = 4.37$

$R_2O : RO = 3 : 1.$

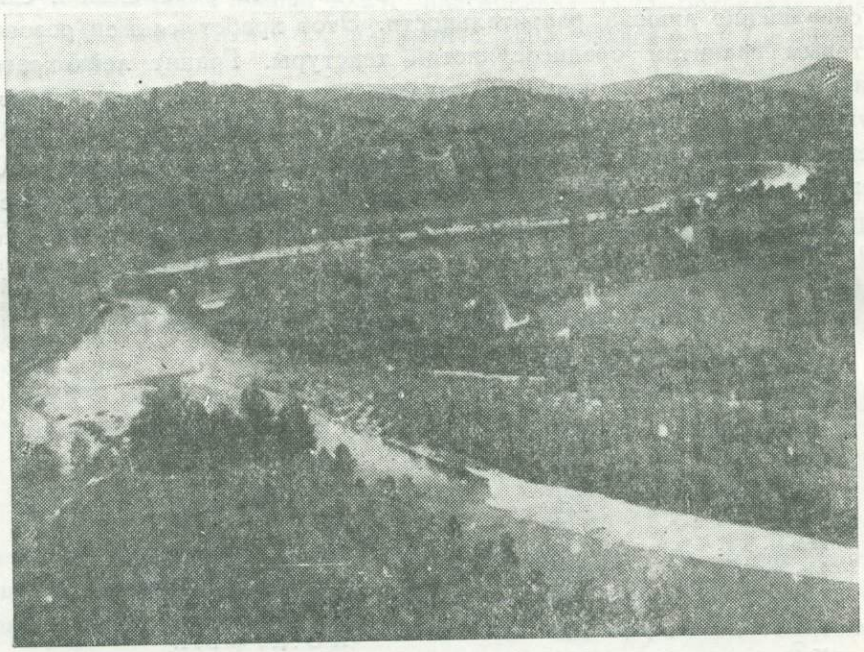
Аналитик В. А. Молева.

Характерно, что процентное содержание Na_2O несколько больше K_2O, что подтверждается значительным количеством плагиоклаза в шлифе.

Гора Чуря, как видно на карте, лежит на продолжении водораздельного хребта километрах в 12 от Урчун. Она находится в сфере влияния гранитной интрузии, на что указывают, помимо контакт-метасоматического изменения пород, также дайки дериватов гранита, секущие брекчию горы Чури. В конктакте с этими дайками брекчии изменяются и обогащаются конктактными минералами: гранатом, эпидотом и др. Кроме того выходы пород, аналогичных упомянутым дайкам, встречаются в окрестностях Чури. Они рассматриваются ниже.

Эффузивные аналоги кислой магмы

Эффузивными аналогами гранитной магмы являются разнообразные порфиры, распространенные в бассейнах р. Пыжи и р. Уймень, а также в районе горы Чури (фиг. 8). Кроме того эффузивы гранитной магмы отмечаются другими исследователями в более северных частях района, по рекам Ише и Учеку, в верховьях Сары-Кокши и, наконец, в окрестностях г. Улалы. Форма этих пород чаще всего купола; слагаю-



Фиг. 8. Долина р. Уймень в среднем течении

щие отдельные возвышенности покровы, иногда пластовые интрузии и образования, по форме приближающиеся к лакколитам (г. Чая). Часто можно проследить налегание кварцево-плагиоклазовых порфиров на осадочные породы. Подобного рода пример представляет гора Чуоя-чун, находящаяся на правом берегу р. Пыжи в 5.7 км от села Ново-Троицкого. Вершина этой горы и южные ее склоны сложены беловатожелтым кварцево-плагиоклазовым порфиром, который в верхних своих частях дает белые афанитовые разности без вкрапленников кварца и полевого шпата. В северной части горы порфир налегает на зеленоватосерый кварцевый песчаник, превращая его в контакте в обожженные роговиковые породы темного цвета. Все эффузивные аналоги гранитной магмы исследованного района можно разбить на две группы: 1) кварцево-плагиоклазовые порфиры и 2) плагиоклазовые порфиры. Обе эти группы

находятся в тесной генетической связи с гранитным массивом горы Урчун, подтверждением чего служит как геологическое залегание эффузивов по периферии массива, так и химико-петрографическое исследование. Наиболее распространенные кварцево-плагиоклазовые порфиры слагают среднее течение р. Пыжи (горы Чуоя-чун, Чая), встречаются на побережьи р. Уймень (у впадения р. Баяже и у улуса Асхалды), а также дают дайки, секущие брекчии горы Чури. По внешнему виду это породы светлорозоватых, желтых и белых тонов. В основной массе их выделяются крупные вкрапленники бипирамидок кварца и таблички плагиоклаза. Под микроскопом при большом увеличении в основной массе можно различить кварцевые и полевошпатовые зерна, сросшиеся между собой в виде расплывчатых кристаллов. Разграничить в полевых шпатах ортоклаз и плагиоклаз невозможно из-за несовершенной кристаллизации и невозможности получить оптические явления. Показатель преломления всегда меньше 1.54. Плагиоклаз основной массы представлен альбитом № 6—7. Структура основной массы примерно одинакова во всех породах этого ряда и представляет собой или микрогранитовую или микролититовую основную массу с порфировидными вкрапленниками. Вкрапленники: 1) кварц, дающий крупные зерна, часто с характерными шестиугольными контурами. Кварц не коррозирован и мало подвержен изменениям, изредка оплавлен по краям. Часто срастается с альбитом (шл. № 65 а); 2) вкрапленники плагиоклаза обычно дают широкотабличатые кристаллы (ср. 0.7 мм) альбита № 6—7 с константами $n_g < 1.54$, угас. $\perp$ МР 6—7°; $2V = 79°$ (шл. № 34 а). Продуктом изменения являются соссюрит и серицит. Содержится иногда в породе значительное количество мусковита (происшедшего из биотита), рассеянного в породе в виде мелких чешуек. В верхних периферических частях возвышенностей порфировидные породы дают фельзитовые разности. Состоят они в основном из кварца и полевых шпатов, сросшихся между собой и образующих однородную микрогранитовую массу, т. е. состоят из тех же компонентов, как и порфиры, слагающие более глубинные части возвышенности. Эти породы распространены вблизи массива Урчун и тянутся по восточной окраине его, а также встречаются и в более отдаленных от гранитной интрузии местах. В районе горы Чури в густой кедровой тайге, по берегам р. Уймень встречаются иногда небольшие обнажения, сложенные кварцево-плагиоклазовым порфиром, аналогичным описанному выше. Как раз из кварцево-плагиоклазового порфира сложен лакколит, внедрившийся в порфириты. Кроме того в туфобрекчии р. Чури встречена мощная дайка розового порфира, совершенно тождественного вышеописанному. С внедрением этой дайки связан эманационный привнос, вызвавший метасоматическое образование в брекчии граната, эпидота, кальцита и т. д. Очень близко к группе кварцево-плагиоклазовых порфиров подходят плагиоклазовые порфиры, тесно связанные с первыми как по геологическому залеганию, так и по минералогическому составу.

Различием является отсутствие в них порфировидных вкрапленников кварца. Встречены они только в одном месте района, именно на правом берегу р. Уйменъ. Они слагают подножие горы Азарт, внедряясь в порфиритовую толщу, и обрываются отвесными скалами к водам р. Уйменя. Подойти к ним совершенно невозможно из-за отсутствия брода на этом участке реки.

По внешнему виду это желтоваторозовые породы, обычно лейкократовые, иногда среди них встречаются более меланократовые разности с некоторым содержанием биотита (шл. 131 а); обычно же биотит разложен в аггрегат мусковита (серицита) и хлорита.

Эти породы являются чрезвычайно любопытными по своим структурным особенностям. Основная масса состоит из полевого шпата и кварца, которые образуют радиально-лучистые сферолиты, подобно получающимся при раскристаллизации нефелинового стекла (микрофотогр. 10) (опыты А. С. Гинзберга). Между сферолитами и врастая в них располагаются зернышки кварца и полевого шпата (ортоклаза). Показатель преломления полевого шпата резко < 1.54. Порфировидные вкрапленники представлены кислым плагиоклазом ряда альбита № 5 — 6 с константами: $n_p < 1.54$, $n_g < 1.54$, угас. $\perp$ МР $= -11-12°$, что немного не соответствует данным минералогического пересчета, согласно которому определен pl, как альбит № 2—3. Количественное взаимоотношение кварца (%) 50.0, плагиоклаза 35.0, ортоклаза 21.9, биотита 1.7%, магнетита 0.70, гематита 0.50, ильменита 0.19.

Химический анализ № 131а

SiO_2	76.43%
TiO_2	0.12
Al_2O_3	11.31
Fe_2O_3	2.11
Cr_2O_3	0.04
FeO	0.50
MnO	0.01
BaO	0.02
CaO	0.11
MgO	0.28
Na_2O	4.09
K_2O	4.28
H_2O	0.68
Cl	следы
SO_3	0.11
	100.09%

Магматическая формула

$1.03\ \overline{RO}\cdot R_2O_3\ 10.28\ RO_2$

$\alpha = 5.10, \beta = 19.73, \gamma = 5.06$

$R_2O : RO = 68 : 1.$

Аналитик — В. А. Егоров.

Таким образом мы видим, что краевые фации гранитной магмы резко увеличивают свою кислотность (коэф. кислотности гранита анализа 26 $= 4.30$, здесь $\alpha = 5.10$) и представляют из себя выжимки гранитной магмы,

обогащенные SiO_2 и богатые щелочами. Анализ указывает на следы хлора. Судя по тому, что в районе горы Чури встречаются как раз эти разности кислых пород, надо считать, что именно эти выжимки гранитной магмы содержали в своем составе эманации и являлись активной интрузией, преобразовавшей порфиритовые брекчии г. Чури в типичные контакт-метасоматические роговики.

Скарновые образования горы Чури

К району распространения альбитофиров и порфиритов с одной стороны и кислых интрузий с другой относятся скарновые образования горы Чури. Гора Чуря находится посредине этих двух формаций.

К северу от нее, как видно по прилагаемой карте, располагается гранитный массив Урчуна, к югу протягивается область порфиритовых, альбитофировых и мандельштейновых пород. Собственно скарновые породы находятся в югозападной части горы, протягиваясь, примерно, параллельно р. Уймень, северовосточная часть сложена малоизмененными песчаниками и брекчией с альбитофировым (порфиритовым) цементом; последний связан генетически с породами горы Азарт, вершина которой соединяется с севера с Чурей. Собственно все три вершины: Азарт, Ацаглы и Чуря, как видно на карте, по рельефу своему представляют как бы один хребет, расчлененный лишь логом ручья Асхалды. Эта возвышенность является водораздельным массивом между р. Уймень и р. Пыжей, и мы видим, что ручей Асхалды, берущий начало в вершине горы того же названия, впадает в Уймень, речка Соучак стекает с той же вершины уже в систему р. Пыжи. Восточные склоны пологи, затаежены и не доходят до р. Пыжи, сменяясь пологой равниной. Склоны же со стороны Уймень круто обрываются у самой реки, создавая живописные „бомы“ и часто обнажаясь в виде отвесных стен на десятки метров высоты. Форма горы Чури, как отметил еще С. А. Яковлев, имеет оригинальный вид трапеции с гладкой вершиной, покрытой великолепными лугами. Вершина достигает высоты 1300 м, и с нее видим снега Телецких и Чулышманских „гольцов“. Подходя к геологическому строению горы Чури и выяснению генезиса ее скарнов, нам придется рассматривать совместно все три вершины—Азарт, Асхалды и Чуря, так они тесно связаны между собой не только по морфологическим особенностям, но и по геологическому строению. Для большей наглядности нами произведена съемка масштаба 1/25 000, которая прилагается к настоящей работе.

Съемка началась от р. Пыжи, берега которой сложены гибридными породами (кварцевые порфириты), получившимися при ассимиляции песчаников порфиритами.

Эти же породы тянутся по левому берегу р. Соучак вплоть до пасеки Козлова. Далее на протяжении нескольких километров обнажений нет; путь лежит по густой кедровой тайге. Подъем на гору труден, тропинка,

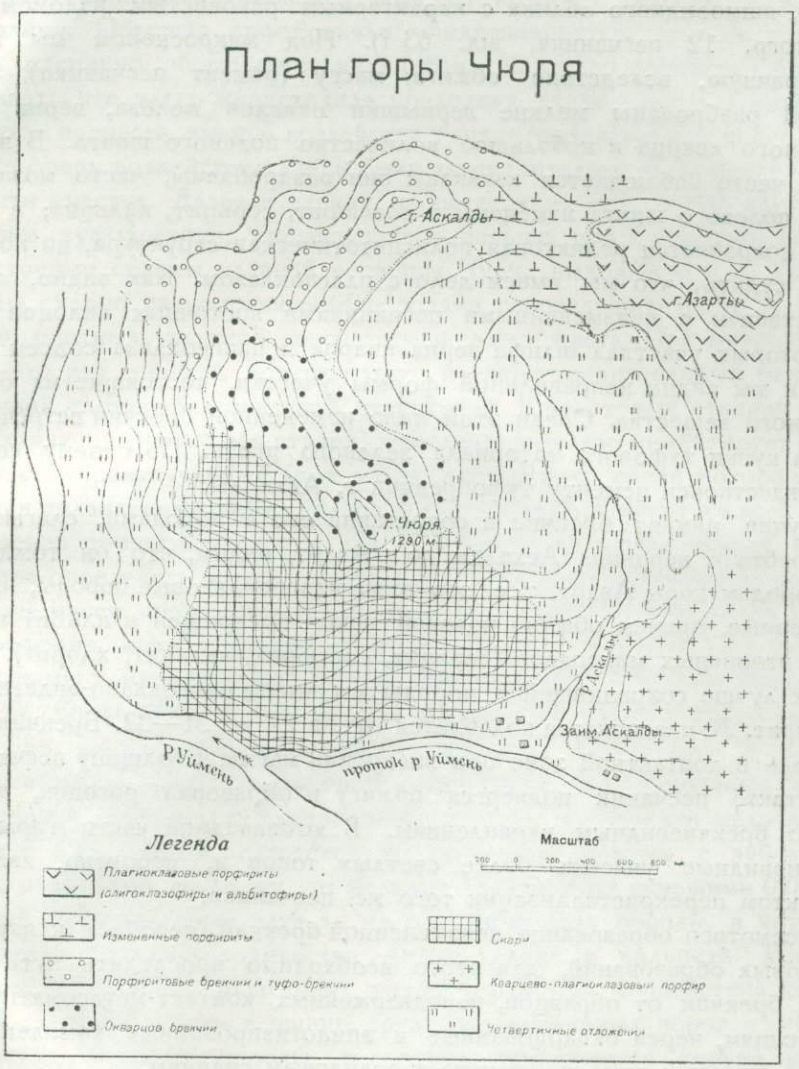
едва видная в густой заросли, то теряется в густой траве, то вновь появляется на склоне. Километров через 4—5 ручей Соучак размывает берега, обнажая песчаники, тянущиеся отвесной стеной по обоим берегам его. Простирание 350—260°. Падение на юг. Песчаники серозеленого цвета, плотные крупнозернистые, иногда слегка сланцеватые. Под микроскопом состоят из малоокатанных обломков кварца и полевого шпата, последний сильно разложен. Цемент глиноземистый, с небольшой примесью карбонатов (шл. 60). Весь восточный склон затаежен, и лишь по высыпкам можно судить, что песчаники постепенно сменяются туфовым материалом. До вершины горы обнажений коренных пород нет. На изучение строения горы Чури было особенно устремлено наше внимание, и я подробно остановлюсь на нем.

Неизмененные брекчии Чури и их генезис

Восточные склоны горы Асхалды и Чури сложены, как указано выше, среднезернистыми неизмененными песчаниками. Вершина горы Асхалды покрыта громадными причудливо нагроможденными скалами, образующими отвесные стены и ущелья. Внизу эти скалы сложены туфобрекчией с крупными включениями краснокоричневой плотной породы, с жилками и пятнышками зеленого цвета. По внешнему виду порода похожа на пятнистую яшму (обр. 62 А). Микроскопическое изучение показывает, что брекчиевидные участки представляют не что иное, как обожженные и уплотненные песчаники, захваченные магматической породой и измененные под влиянием термических воздействий последней. Сказать, под влиянием каких причин брекчиевидные участки различно окрашены, представляется затруднительным. Цемент брекчии представлен туфовым материалом, и состоит в основном из угловатых обломков плагиоклаза (№ 28—29), превращенного нередко во вторичный комплекс соссюрита, серицита и каолина и малого количества кварца. Основная масса цемента аморфна; в ней выделяются кальцит, хлорит, эпидот, а также мелкие зернышки и жилки гематита. Например, на границах брекчиевидного вкрапления и цемента проходит подобная жилка. В верхних горизонтах горы брекчия видоизменяется: становится более плотной, брекчиевидные обломки становятся меньше и увеличивается относительное количество цемента, цемент уже не туфовый материал, а типично олигоклазо-андезиновый порфирит (микрофотогр. 11).

Плагиоклаз № 29—30, угас. $\perp$ МР $= +14°$; знак —; $n_p > 1{,}54$, $2V = -85°$. В большинстве зерен плагиоклаз подвержен альбитизации и дает типичный альбит, угас. $\perp$ МР $-10°$. В основной массе иногда намечается трахитовая структура. В ней развивается значительное количество хлорита и эпидота. Эпидот двух родов: 1) эпидот привнесенный (крупные зерна с чистыми цветами интерференции); 2) мутноватый эпидот, образовавшийся за счет разрушения плагиоклаза. Брекчиевидные обломки обычно

представлены измененным песчаником, окрашенным в краснобурые и серо-зеленые тона. Среди брекчиевидных обломков встречаются иногда кусочки обожженного вещества, соответствующего составу цемента. В них



Карта

среди непрозрачной массы, окрашенной окислами железа в буровато-красный цвет, выделяются микролиты плагиоклаза с трахитовой структурой. Это не что иное, как захваченные участки тех же порфиритов, которые цементируют брекчию.

В менее уплотненных брекчиевидных вкраплениях часто образуется привносом эпидот. Подтверждением того, что брекчиевидные вкрапленники представляют собой уплотненные и обожженные песчаники, является

участок — ксенолит роговикового песчаника, встреченный среди брекчии. Песчаник кварцево-плагиоклазовый с глиноземистожелезистым цементом; превращен под влиянием обжига в плотную краснокоричневую породу, яшмовидного облика с характерным раковистым изломом (микрофотогр. 12 песчаника, шл. 63 f). Под микроскопом мы видим непрозрачную, вследствие обжига, массу (цемент песчаника), среди которой разбросаны мелкие зернышки окислов железа, зерна малоокатанного кварца и небольшое количество полевого шпата. В зернах кварца часто наблюдается катаклаз: они раздроблены, часто мозаичны. Зерна полевого шпата изменены в соссюрит, серицит, кальцит; в некоторых сохраняется реликтовая полисинтетическая структура, по которой можно судить, что мы имеем дело с плагиоклазом. Как видно, состав тождественен с неизмененными песчаниками восточных склонов горы. В некоторых участках шлифа зерна кварца и плагиоклаза совсем исчезают, и мы видим неправильной формы участки, состоящие из бурого аморфного вещества. Среди этой мало измененной брекчии встречаются иногда куски туфового материала зеленого цвета. По своему составу он тождественен цементу туфобрекчии г. Асхалды.

Изучив цемент брекчии и сопоставив его с породами, слагающими ось хребта от вершины Асхалды до г. Азарт, видим, что он тождественен породам горы Азарт, т. е. это те же плагиоклазовые породы, сильно измененные, причем обычно полевой шпат превращен в альбит и комплекс вторичных минералов (серицит, соссюрит, кальцит, хлорит). В образцах лучше сохранившейся породы мы имеем олигоклазо-андезитовый порфирит. № плагиоклаза колеблется от № 27 до 31—32. Брекчия образовалась в контактной зоне при внедрении магмы в толщину песчаников. В контакте песчаник подвергся обжигу и образовал роговик, давший начало брекчиевидным вкраплениям. В югозападной части горы Чури брекчиевидные участки более светлых тонов и, вероятно, являются продуктом перекристаллизации того же песчаника.

Рассмотрев образование неизмененной брекчии, перейдем к изучению скарновых образований, для этого необходимо проследить путь изменения брекчии от образцов, неподверженных контакт-метасоматическим изменениям, через окварцованные и эпидотизированные комплексы пород к типичным эпидото-гранато-диопсидовым скарнам.

Окварцованные брекчии

От горы Асхалды к северо-западу, по правой стороне ручья Асхалды тянется хребет горы Чури. На расстоянии 400 м от северной вершины горы Чури (сложенной неизмененной туфобрекчией) мы встречаем две скалы среди относительно ровной местности. Эти скалы сложены плотной розовой породой — кварцево-плагиоклазового порфирита и представляют собой дайку, секущую брекчию. Простирание 305 — 125°,

мощность около 2.5 м. Порода дайки, как менее поддающаяся физическому выветриванию относительно туфобрекчии, сохранилась в виде „останца" и издали обращает на себя внимание. Особенно интересны те изменения окружающей породы, которые связаны с внедрением дайки. Обычная туфобрекчия эпидотизируется, сечется жилками кварца и сильно обогащается кальцитом. Характер изменения брекчии указывает, что здесь происходила последняя стадия контакт-метасоматического процесса, именно воздействие гидротермального порядка. Проследить сферу воздействия дайки было затруднительно из-за плохой обнаженности участка. Далее к западу, на расстоянии метров 100, идут неизмененные туфобрекчии, скрывающиеся дальше под почвенный покров.

Восточные склоны главной вершины Чури, выходящие к р. Уймень, сложены сильно окварцованными породами серозеленого цвета с включениями плотных участков розоватого и серого цвета. Под микроскопом видно, что эти участки представляют перекристаллизованный песчаник с типичной гломеробластической структурой. В некоторых стадиях перекристаллизации (начальная стадия) окисленное железо цементирует зерна песчаника, образуя черный (под микроскопом) фон, среди которого выделяются оплавленные зерна кварца и плагиоклаза. Цемент же всей брекчии изменен до неузнаваемости. Ни отдельных зерен плагиоклаза, ни его характера определить нельзя; мы видим однородную разрушенную полевошпатовую массу, превратившуюся в аггрегат вторичных минералов (серицит, соссюрит, эпидот, хлорит, кальцит, каолин), который весь пересечен жилками и неправильной формы образованиями кварцита (микрофотогр. 13). Более 60% в этой породе состоит из привнесенного кварца. На кварце часто развиты зернышки апатита. Кварц весь с волнистым угасанием, часто с мозаичной структурой. Часто крупные включения кварца, кажущиеся однородными, состоят из мозаики мельчайших зернышек. Сеть жилок слагается то крупными зернами с зубчатыми краями, резмерами до 2.5 мм, то мелкими зернышками меньшими 0.05 мм. На самой вершине горы идут те же окварцованные породы, в которых наблюдается большое количество жилок кварца и кальцита. Все это указывает, что здесь происходят гидротермальные воздействия на породу. В северной части вершины среди окварцованных пород в небольшом выходе имеются породы, в которых встречаются тонкие жилки железного блеска (мощн. 1—2 см), и привносятся контакт-метасоматические минералы — гранат-гроссуляр и пироксен-авгит. Гранат желтобуроватого цвета. Константы пироксена: цвет зеленый, полихроизм весьма слабый. $2V = +62 \div 64^\circ$, $\gamma - \alpha = 0.0230$. $Cn_g = 40^\circ$ (шл. 66). При макроопределении ни граната, ни авгита не различить. Нахождение контакт-метасоматических минералов предвещает близкое нахождение скарн. Данную же породу еще нельзя отнести к типичным скарнам, так как здесь еще видны отдельные участки неизмененной туфобрекчии, и гранат присутствует в весьма незначительном количестве.

Скарны

Последующее изучение велось от реки Уймень. Дорога идет у реки, по второй террасе ее, на высоте около 10 м над уровнем воды. У самых берегов идут обнажения в виде небольших скал — „бомов", сложенных типичными скарнами. Скарн имеет брекчиевидный облик и состоит из участков различного цвета, сцементированных зеленоватой породой, в которой даже простым глазом видно громадное количество эпидота. Первые участки розового цвета кремнистого сложения, затем идут овальные участки крупнокристаллического кальцита, окруженные часто ободком граната, иногда эти участки секутся тончайшими (0.5 мм) жилками гематита. Третьи участки бурого цвета принадлежат гранату-гроссуляру; они образуют шлирообразные выделения, достигающие до 15 см в диаметре; кроме того гранат часто дает друзы прекрасно образованных кристаллов ромбододэкаэдрического габитуса. Далее в этих образованиях выделяются железная слюдка и гематит в небольших включениях (3—4 см) неправильной формы. Чаще всего железная слюдка обращает на себя внимание, сосредоточиваясь в пустотах, „ноздрях", получившихся при выветривании брекчии. Надо отметить, что в верхних горизонтах горы железного блеска несколько меньше, и иногда он совершенно исчезает. Микроскопическое изучение скарнов дает следующие результаты. Розоватые участки состоят из расплывчатых „зубчатых" кристаллов сросшихся между собой кварца и плагиоклаза. Плагиоклаз со знаком +, $n_g = 1.54$, что говорит за альбит. Иногда наблюдаются полисинтетические двойники, но столь несовершенные, что применить их для более точного определения плагиоклаза не удается. Структура гломеробластическая.

Кварц всегда носит следы катаклаза; иногда в нем наблюдаются двойники скольжения. Одним словом, мы имеем перекристаллизованные кварцево-плагиоклазовые песчаники, аналогичные описанным выше. Между подобными перекристаллизованными участками как бы втискивается — внедряется цемент, состоящий из типичных контакт-метасоматических минералов. В самую раннюю стадию контакт-метасоматических воздействий происходила перекристаллизация полевошпатово-кварцевой части с образованием расплывчатых кристаллов альбита и кварца. Затем в порядке выделения первое место принадлежит гранату ряда гроссуляра, цвет его желтоватый. Замечаются оптические аномалии, выражающиеся в слабой анизотропности. Образует крупные зерна, сосредоточивающиеся обычно вместе (микрофотогр. 14, гранатовый скарн), разрушаясь, дает хлорит. Гроссуляр сечется жилками диопсида, что указывает на более раннее его выделение. В некоторых шлифах пересекается целой сетью хлорито-эпидотовых жилок (шл. 127 с). Второе место принадлежит диопсиду. В образце он зеленого цвета; в шлифе бесцветен, образует агрегаты зерен, реже дает обособленные кристаллы. Константы: $2V = +58°$;

знак +, пояс развития +; $\gamma - \alpha = 0.0232 - 0.0262$, $Cn_g = 37°$, двупреломление в некоторых шлифах = 0,0232, что заставляло вначале считать, что у нас имеется авгит, но остальные константы указывают на диопсид. Тесно связанной с диопсидом является роговая обманка; часто заметен переход диопсида в роговую обманку. Она образует вытянутые по n_g кристаллы, достигающие иногда значительной величины (до 5—6 мм); кроме того, видимо, та же роговая обманка образует мельчайшие иголочки, „пропитавшие" всю полевошпатово-кварцевую массу. Более крупные внедряются нередко в брекчиевидные участки перекристаллизованного песчаника. Цвет черный, в шлифе полихроизм: $\| n_g$ синезеленый до чернозеленого, $\| n_p$ зеленоватожелтый. Разрез с спайностью n_p; $2V = -62°$; Cn_g около 10°, т. е. мы имеем обыкновенную роговую обманку. В шлифе часто замечается наличие апатита, дающего характерные столбики с шагренью. Следующим минералом является эпидот. Он обладает в шлифе интенсивной канареечножелтой окраской с зеленым оттенком $\gamma - \alpha = 0.0531$ и часто окрашен в красный цвет III порядка. Высокое двулучепреломление сразу дает возможность отличить эпидот скарнов от эпидота, образованного при разрушении плагиоклазов. Далее надо отметить наличие хлорита (главным образом пеннина), привнесенного кварца и кальцита (последн. стадии) и небольшого количества сульфидов.

Таблица порядка выделения компонентов в скарне.

1. Перекристаллизованная полевошпатовая часть.
2. Перекристаллизованные участки известняка.
3. Гранат.
4. Гематит, диопсид, роговая обманка.
5. Эпидот, хлорит.
6. Кварц, кальцит, сульфиды.

Отметить более точно закономерность формирования скарна представляется трудным из-за ограниченности фактического минерала. Что касается крупнокристаллических участков кальцита, то о генезисе его можно лишь делать предположения. Включения эти похожи на ксенолиты известняка, захваченные при интрузии магмы и перекристаллизованные под влиянием ее термальных воздействий. Видимо это и есть ксенолиты древних слоев известняка. Вероятно под порфиритами залегают слои известняков, которые были прорваны гранитной магмой. Известняки частично были ассимилированы, а частично остались в виде ксенолитов и вынесены были на поверхность земли. Надо заметить, что подобные ксенолиты находятся лишь в нижних горизонтах и почти совершенно отсутствуют в более высоких частях горы. Можно еще предположить, что избыток $CaCO_3$, содержащийся в магме, был настолько велик, что часть его выделилась в первую очередь и заполнила пустоты, получившиеся при выветривании брекчии. Неизмененная брекчия содержит очень много подобных пустот,

получившихся при выпадении брекчиевидных вкрапленников. На то, что подобные кальцитовые выделения являются наиболее ранними образованиями, указывают: 1) каемки граната, окружающего кальцит, 2) жилки диопсида, гематита (видные обычно лишь под микроскопом), секущие кальцитовые вкрапленники. При описании кальцитовых образований этого типа надо отметить присутствие кальцита другого характера; генезис последнего связан с последними стадиями контакт-метасоматического процесса, именно с гидротермальными привносами. Встречается он, и даже наиболее распространен, в верхних частях горы и сечет сетью жилок брекчию. Встречается обычно совместно с жилками кварца. Встречен и в контакте с вышеупомянутой дайкой кварцево-плагиоклазового порфира. Иногда в брекчии встречается и большое количество сульфидов, именно пирита, который встречается только в нижних частях горы. Вообще сульфиды дошли до горизонта скарнов горы Чури в весьма незначительном количестве.

Что касается наиболее интересного вопроса, именно о характере железорудных образований, то по имеющимся данным особой надежды возлагать на месторождение не приходится. Правда, характер скарна и обширное его распространение (около 1 кв. км) являются благоприятными факторами для возможности нахождения месторождения железных руд и позволяют ожидать скопления руды на более глубоких горизонтах. Поэтому надо указать, что желательно произвести магнитометрическую съемку для точного ответа о возможности промышленного интереса г. Чури. К отрицательным данным надо отнести то, что мы совершенно не встречаемся с магнетитом, а имеем лишь железный блеск и железную слюдку. Из практики эксплоатации целого ряда месторождений известно, что контакт-метасоматические месторождения Fe_2O_3 являются незначительными и используются как подсобное сырье при разработке руд магнетита.

В заключение о характере и генезисе брекчии и скарнов горы Чури можно высказать следующие предположения. О том, что представляет из себя неизмененная брекчия можно дать исчерпывающий ответ. Порфиритовая магма, слагающая гору Азарт и ее окрестности, прорвала толщу кварцево-плагиоклазового песчаника, обожгла и метаморфизовала его и, сцементировав обломки, дала брекчию. При обжиге железо, содержащееся в цементе песчаника, окислялось и окрасило эти ороговикованные породы в краснобурый цвет. Брекчиевидные обломки окрашены обычно в бурокрасный цвет, имеют раковистый излом и по внешнему виду напоминают яшму. Цемент брекчии представлен: 1) типичным полевошпатовым порфиритом (№ плаг. обычно 28—30) с трахитовой структурой (подобной брекчией сложена вершина горы Асхалды), 2) туфовым материалом, состоящим из обломков плагиоклаза (обычно олигоклаза № 28—30). Подобные туфобрекчии распространены довольно широко и слагают восточную часть хребта Чури, а также нижние горизонты г. Асхалды.

Причины, вызвавшие скарнирование брекчии, тоже теперь представляются ясными. Как видно по карте, гора Чуря находится в сфере воздействия крупного гранитного массива горы Урчун. Брекчия прорезается дайками кварце-плагиоклазового порфира, в контакте с которыми брекчия эпидотизируется и обогащается гидротермальными минералами (кальцит, кварц). Кроме того в районе горы Чури по бер. р. Уймень встречаются плотные розовые породы (анализ на стр. 194), представляющие собой кислые выжимки гранитной магмы. Очевидно эти выжимки и являлись носителями эманаций и преобразовали порфиритовые брекчии г. Чури в типичные контакт-метасоматические роговики. По направлению к р. Уймень интенсивность изменения брекчии все нарастает. Вначале изменение сказывается в типичном окварцевании, причем туфобрекчия совершенно изменилась, и в ней с трудом можно подметить брекчиевидную текстуру. В этих окварцованных породах спорадически можно встретить гранат и пироксен. Перевалив главную вершину Чури и спускаясь к Уймень, мы попадаем в область развития скарнов. Площадь распространения их составляет не менее 1 кв. км; южной ее границей служит лог ручья Асхалды, а северной перегиб р. Уймень у так называемого „Косого брода". О составе скарна мною довольно подробно сказано выше. В наиболее раннюю фазу происходила перекристаллизация материала исходной породы. Розовые „кремнистые" участки представляют не что иное, как перекристаллизованные участки песчаника. Они обладают гломеробластической структурой и состоят из кварца и кислого плагиоклаза. Материал цемента дал более крупные зерна тоже гломеробластической структуры. Между участками перекристаллизованного песчаника образовывались скарновые минералы: гранат, гематит, пироксен (диопсид), обыкновенная роговая обманка, плагиоклаз, кварц, эпидот, хлорит, апатит. По классификации А. А. Полканова мы имеем IX класс роговиков — результат воздействия кислых магм на известково-глиноземистые породы. Характер скарна чрезвычайно похож на обычный контакт гранитов с известняками, что заставляет предполагать, что гранитная магма ассимилировала известковые породы, после чего дала те эманационные струи, которые сформировали данные скарны. Подтверждением этого предположения является: 1) отсутствие в исходной породе карбонатов и 2) наличие в скарне ксенолиотообразных включений, состоящих из крупно-кристаллического кальцита. Сравнивая г. Чуря с типичными месторождениями Кузнецкого района Тельбессом и Темир-Тау, мы видим, что общие черты их сходны между собой. Здесь тоже наблюдается контакт-метасоматическое изменение силикатных пород под влиянием плагиоклазового гранита, ассимилировавшего известковые породы.

Медная металлогения района

С той же гранитной интрузией, которая образовала скарны, связана, вероятно, и медная металлогения района. На это указывает тот факт, что наиболее интенсивное оруденение сосредотачивается как раз вблизи

горы Чури. Я уже говорила о горе Азарт, в альбитофировых породах которой в виде равномерных вкраплений рассеян малахит (обр. 68 а); малахит сосредотачивается в тончайших кварце-эпидотовых жилках, а также выходит на поверхность по плоскостям отдельности и по трещинкам в породе. Оруденение представлено окисными соединениями меди, чаще всего малахитом, реже медной синью. Вероятно первичные соединения меди, представленные сульфидами, находятся на большой глубине и вынесены на поверхность под влиянием вторичных процессов метаморфизма. Недалеко от горы Чури, в вершине р. Азарт встречена любопытная порода — измененный порфирит, насквозь проникнутый сульфидами железа и меди (обр. 88). Обычное же нахождение медного оруденения находится в кварце-эпидитовых жилах. Выделяются чаще окисные соединения меди малахит и азурит, реже сульфиды, халькопирит, борнит и ковеллин; часто в парагенезисе с сульфидом железа. Медной металлогенией охвачена значительная территория района; все порфириты и мандельштейны, а также большинство осадочных пород района секутся подобными жилами. Обнаружены они как в системе р. Пыжи (в метапорфиритах у устья р. Урюла, у устья Юоли, по р. Азарт, в песчаниках р. Амыр и др.), так и в системе р. Уймень (прав. берег у улуса Юрбуты, по р. Юрбуты, по р. Каинду). По правому притоку Уймень-Каинду кварце-эпидото-кальцитовая жила сечет и песчаники и массив пироксенита, что указывает на наиболее позднее время возникновения кварце-эпидотовых жил. Мощность кварце-эпидотовых жил в среднем 40—50 см; содержание соединений меди очень невелико и не превышает десятых долей процента. Несмотря на распространение медного оруденения на такой большой территории района, не приходится говорить о промышленном интересе медной металлогении, учитывая такое низкое содержание руды. На медную металлогению этой части Алтая указывают Бубличенко и Нехорошев в своих последних работах (Нехорошев „О некоторых новых малоизвестных месторождениях полезных ископаемых в Горном Алтае". Н. А. Бубличенко, Белоусова, Воднева „Геологические исследования в районе Телецкого озера на Алтае").

Осадочно-метаморфический комплекс

Породы этого комплекса исследуемого района выступают в виде островков среди мощной толщи изверженных пород: габбро, гранитов, порфиритов. Их можно разбить на две группы: 1) песчаники, 2) метаморфические сланцы. Песчаники встречаются по р. Пыже (у заимки Грекова, г. Ипы-ну, по р. Амыр, слагая все ее течение, по правому берегу р. Пыжи и у устья Урюла и ниже г. Талбыжа), а также встречены в системе р. Уймень по рекам Каниду и Юрбуты. Песчаники в свою очередь можно разделить на две группы: а) мелкозернистые и 2) крупнозернистые. Характер зерен одинаков, изменяется лишь величина их, цемент и степень окатанности. Песчаники состоят из зерен кварца и по-

левого шпата, представленных плагиоклазом ряда андезина. Кварц преобладает, составляя около 70%. Встречаются в песчаниках мелкие рудные зернышки, принадлежащие очевидно гематиту. Надо отметить, что среднезернистые песчаники распространены мало и встречены только в северной части района, в бассейне р. Пыжи (р. Чуоя-чун, г. Ин-ну); уже в южной части горы Ин-ну мелкозернистые песчаники сменяются среднезернистыми и еще дальше к югу и юго-западу переходят в крупнозернистые разности. Вверх по р. Пыже, а также по р. Уймень везде встречаются исключительно песчаники с величиной зерен не менее 1 мм. Этот факт указывает на различный морской режим, существовавший в южной и северной частях района.

Мелкозернистые песчаники состоят из слабо окатанных зерен кварца и плагиоклаза, величина которых в среднем равна 0.1 мм (38 в). Плагиоклаз обычно изменен в аггрегат вторичных минералов (серицит, каолин, соссюрит). Плагиоклаз-олигоклаз-андезин № 30, угас. МР+14°. Знак —. Цемент глиноземистый, часто содержит хлорит с незначительной примесью карбонатов. На г. Чуоя-чун песчаники сильно обогащаются карбонатами, что связано с воздействием налегающего на них кварце-плагиоклазового порфира (шл. 33, 36). На горе Ин-ну в мелкозернистых песчаниках встречена фауна брахиопод, к сожалению, неопределимая, вследствие плохой сохранности. Окрашены мелкозернистые песчаники в темносерый цвет. Крупнозернистые песчаники распространены в среднем течении р. Пыжи и р. Уймень, выходя небольшими участками среди толщ порфиритовых пород. Состав их тот же, что и в мелкозернистых разностях, цемент глиноземистый без карбонатов. Цемент иногда обогащается окислами железа. Зерна окатаны весьма слабо; величина их в среднем от 1 до 1.5 мм. Характер и внешний вид выдерживается на всем протяжении района. Окрашены они в более светлые цвета, обычно светлосерые, реже зеленоватые и желтые.

Наиболее обширная территория, сложенная крупнозернистыми песчаниками, располагается по правому берегу р. Пыжи и протягивается вверх по р. Амыр к хребту Бордан. В песчаниках наблюдается катаклаз: зерна кварца часто мозаичны, плагиоклаз интенсивно изменен. В песчаниках этого района наглядно наблюдается переход к кварцито-серицито-хлоритовым сланцам через промежуточные разности рассланцованных песчаников (шл. 55, 57 а 57 в). Глиноземистый цемент и вторичные минералы, получившиеся при разрушении плагиоклаза, образуют полосы хлорита и серицита и окрашивают сланцы в зеленый цвет. Подобными сланцами слагаются возвышенности, уходящие в хребет Бордан и верховье р. Амыр. Простирание их выдерживается в пределах данной территории, давая в среднем 73—252°. Падение 161°, ∠64—59°.

Группа метаморфических сланцев распространена в районе незначительно и встречена в двух местах: 1) по р. Уймень (р. Пыжа, Эле, Торбулы), 2) по Кебезенке (пр. приток Бии). Останавливаться подробно

на особенностях этой группы пород не входит в наши задачи. Сланцы Кебезенки представлены кварце-аркозово-биотитовыми породами, интенсивно изменяющимися в контакте с габбро. Сланцы имеют гнейсовидную текстуру и сильно катаклазированы. Окрашены в светложелтый цвет. Жилы габбровых пород секут эту метаморфическую толщу, что подтверждает более молодой возраст габбро. Сланцы реки Уймень окрашены в фиолетовый и реже — серый и желтый цвета. Как показало микроскопическое изучение, они произошли при рассланцовании кварцево-плагиоклазовых песчаников с глинистым цементом (часто сильно железистым). Степень изменения песчаников различна, и наглядно виден переход от грубо зернистого песчанистого материала к типичным метаморфическим сланцам кварце-серицитового состава (шлифы 90, 91, 92 b). Сланцы окрашены в серый цвет, иногда же изменяются в фиолетовые разности. Видимо различный цвет сланцев зависит от количества железа, содержащегося в цементе песчаника. Распространены в системе Уймень по притокам Эле, Кележе и др.

Возраст осадочной свиты был определен рядом исследователей (Яковлев, Нехорошев)—девонский, как он и помечен в 1/2 000 000 геологической карте Алтая. Угленосная толща реки Пыжи (по последней работе Бубличенко „Геологические исследования в районе Телецкого озера") определена как верхне-палеозойская, по типу флоры близкая к отложениям Кузбасса.

IV. ГЕОЛОГИЯ РАЙОНА И ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД

Возрастные соотношения всех перечисленных выше литологических комплексов пород часто усложняются из-за многочисленных дислокаций, разнообразия петрографии и малой изученности стратиграфии и геологии района, а также из-за отсутствия литературного материала по данной территории Алтая. Единственным литературным источником по этому вопросу является работа С. А. Яковлева (1) и отчасти работа Бубличенко (2). Наибольшим распространением пользуются изверженные породы, занявшие большую часть района (габбро, порфириты, мандельштейны, граниты и порфиры), среди которых в виде небольших участков выступают осадочные породы. С. А. Яковлев разделяет все изверженные породы на две группы: докаменноугольную и послекаменноугольную. Изверженные породы первой группы встречаются в валунах и гальках среди осадочных пород и в речных отложениях (фиг. 9). Изверженные породы послекаменноугольной эпохи образуют горные массивы, купола, покровы, а также дают многочисленные дайки и жилы в толщах песчаников, конгломератов и сланцев. Принимая возраст осадочной толщи распространенной между р. Пыжей и Сары-Кокшей, верхнекаменноугольным (согласно определению Н. Л. Бубличенко), мы определим нижнюю границу изверженных пород этого района, так как все изверженные породы моложе осадочной толщи. Это доказывается многочисленными при-

мерами, взятыми в различных пунктах исследуемой нами территории.

На правом берегу р. Пыжи (г. Чуоя-чун) кварцеплагиоклазовый порфир налегает на мелкозернистые песчаники, превращая их в контакте в темные роговики. На г. Чая кровлей лакколита того же порфира служит роговообманково-глинистый сланец (С. А. Яковлев). В крупнозернистые песчаники по р. Каинду внедряется пироксенитовый массив, дающий апофизы, секущие песчаник. По р. Бии (у устья Кебезенки) габбро метаморфизует осадочную толщу и сечет ее мно-



Фиг. 9. Гранитные валуны по р. Бии

гочисленными дайками микро-габбро, диабаза и порфиритов. Что касается последнего комплекса изверженных пород, именно плагиоклазовых порфиритов и мандельштейнов, то на более позднее их возникновение указывает наличие гибридных пород, получившееся при ассимиляции песчаников плагиоклазовым порфиритом, а также многочисленные жилы порфиритов в песчаниках по реке Юрбуту. О верхней границе изверженных пород ничего нельзя сказать из-за отсутствия фактических данных полевых наблюдений. Можно лишь отчасти определить хронологические взаимоотношения между отдельными группами изверженных пород. Мы имеем в основном три комплекса изверженных пород: 1) кислые породы, плагиоклазовые граниты и порфириты; 2) плагиоклазовые порфириты (с мандельштейнами и альбитофирами), 3) габбро (с группой пироксеновых и роговообманковых пород). Определить взаимоотношения габбро по отношению к двум первым группам не удалось, так как габбро встречается только по р. Бии и в низовьях р. Уймень и Сары-Кокши,

не обнажаясь в пределах южной части района. Возможно с габбро генетически связано образование порфиритовой толщи, слагающей значительную часть исследуемой площади, но собрать фактический материал, подтверждающий это предположение, не удалось. Взаимоотношения между гранитной магмой и порфирито-мандельштейновой толщей теперь совершенно ясны. Многочисленные наблюдения указывают на более молодой возраст гранитной интрузии. Особенно же наглядным примером может служить контакт-метасоматическое изменение порфиритовой (альбитофировой) брекчии г. Чури, превращенной под влиянием эманации гранитной интрузии в гранато-диопсидо-эпидотовые скарны. Кроме того неизмененная брекчия сечется мощной дайкой кварцево-плагиоклазового порфира; в районе Чури „лакколит" подобного же порфира внедряется в порфиритовую толщу, обогащая ее гидротермальными минералами.

Приведя фактический материал, я в кратких словах суммирую основные положения. Основой района являются осадочные породы верхнекаменноугольного времени; они прорываются рядом изверженных пород, нижней границей которых и служит верхний карбон. Среди изверженных пород хронологическую границу можно провести только между гранитной магмой и порфиритовой толщей; эта граница указывает, что гранитная интрузия является более молодым образованием. Верхняя граница изверженных пород и хронология всех групп изверженных пород исследованного района остаются пока невыясненными.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Яковлев С. А. Геологическое описание северозападной части 15-го листа X ряда десятиверстной карты Томской губ. Тр. геол. части Каб. т. V.II, вып. 1, 1908.

Н. А. Бубличенко, В. Т. Белоусова, Е. Д. Воднева. Геологические исследования в районе Телецкого озера на Алтае. Изв. Всес. Геол. разв. объедин., вып. 71, 1931.

В. П. Нехорошев. О некоторых новых малоизвестных месторождениях полезных ископаемых в Горном Алтае. Изв. Геол. разв. упр. 1930, т. XLIX, № 6.

В. П. Нехорошев. Очерки по геологии Сибири. Геологический очерк Алтая. Л., изд. Акад. Наук СССР, 1932.

Кузьмин А. М. Геологическое исследование правобережья Бии. Отчет Геол. комит. Л., 1925.

В. П. Нехорошев. Современное и древнее оледенение Алтая. Всесоюзн. съезд геологов, вып. II, 1925.

Ю. А. Кузнецов. Геологическое строение Абаканского железорудного месторождения. Изв. Зап.-Сиб. Геол. разв. упр., 1931, вып. 2.

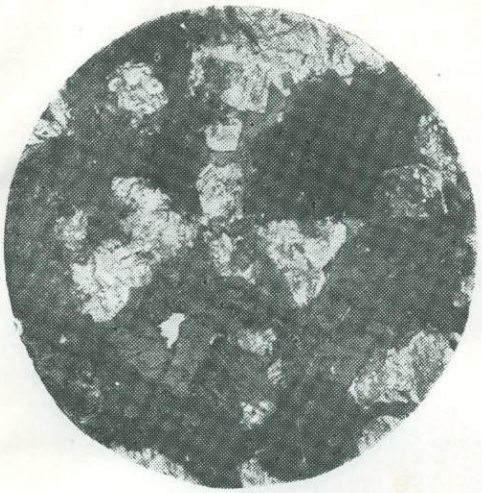
М. Усов. Тельбесское железорудное м-ние. Изв. Зап.-Сиб. Геол. разв. упр.

П. И. Лебедев. Основные задачи геохимических исследований Кузнецкого Алатау. Гос. эконом. издат., М.—Л., 1932.

Чураков А. Н. Теоретические предпосылки для поисков новых месторождений железных руд в южной части Средней Сибири. Вестн. Главн. Геол. разв. упр., 1931, VI, № 3—4.

Яковлев С. А. О происхождении Телецкого озера. Изв. Геогр. Общ., т. II., вып. VI.

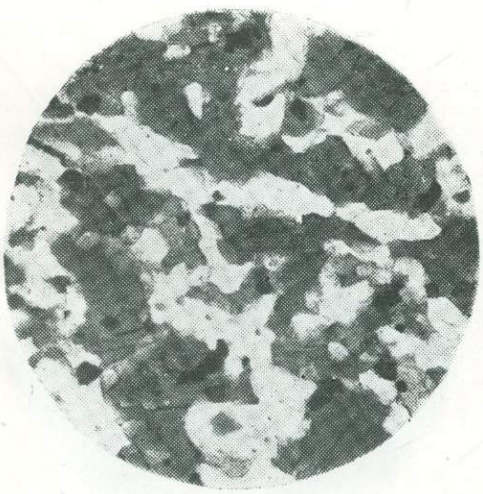
Библиотека Геолого-геофиз. Ин-та Арм. Фил. Ак. Наук СССР



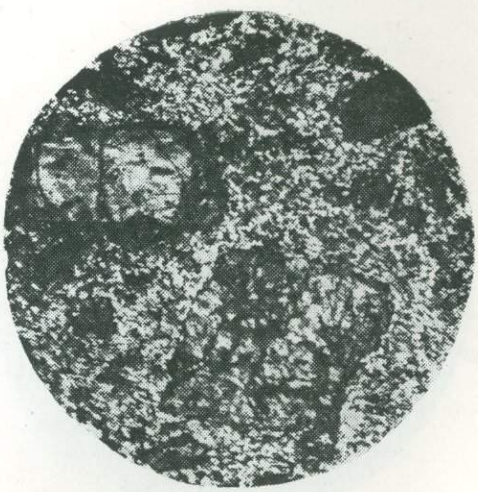
Микроф. 1. Ув. 1. Николи ||. Габбро нормального типа. Темные зерна принадлежат роговой обманке



Микроф. 2. Ув. 1. Николи×. Плагиоклазовый гнейс. Три зерна (с ясной шагренью)—пироксен. Светлые зерна—кварц. Зерно плагиоклаза



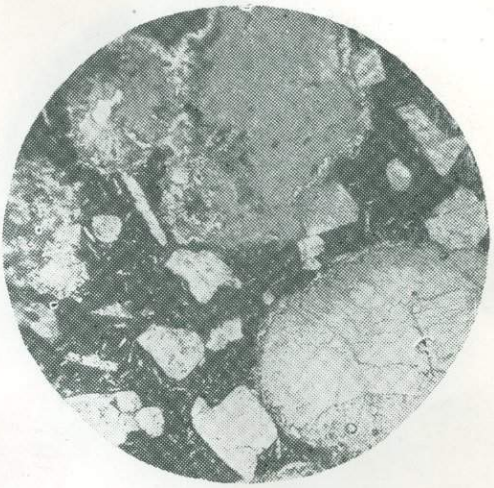
Микроф. 3. Шл. 141. Ув. 3. Николи ||



Микроф. 4. Ув. 1. Николи ||. Эпидотизированный габбро-порфирит. Основной плагиоклаз, почти нацело превращенный в агрегат эпидота



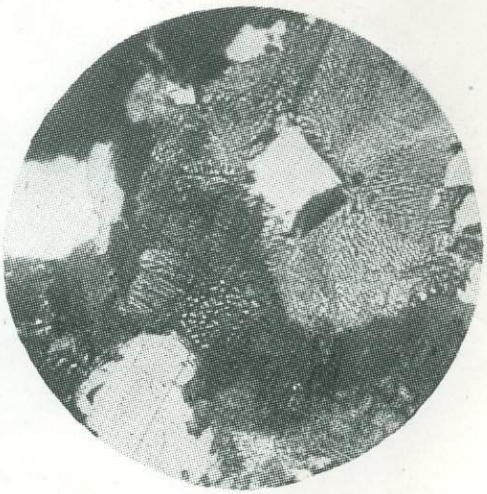
Микроф. 5. Ув. 3. Николи ||. Диабазовый порфирит, обогащенный пиритом



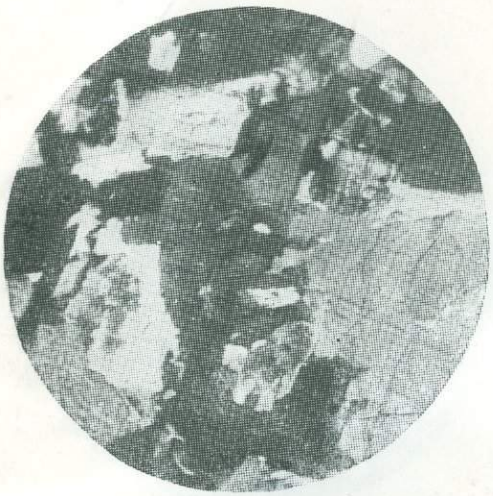
Микроф. 6. Шл. 49 А. Ув. 1. Николи ||. Мандельштейн. Правая миндалина заполнена пренитом с тонкой каймой халцедона, левая—хлоритом



Микроф. 7. Ув. 1. Николи ||. Раздробленное зерно кварца



Микроф. 8. Ув. 3. Николи ×. Мирмекитовый гранит с горы Узлек



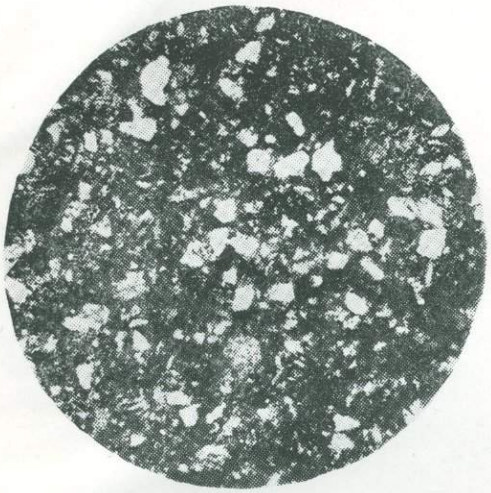
Микроф.9. Ув. 1. Николи×. Гранит р. Иши. Видны пертитовые вростки кварца в ортоклазе



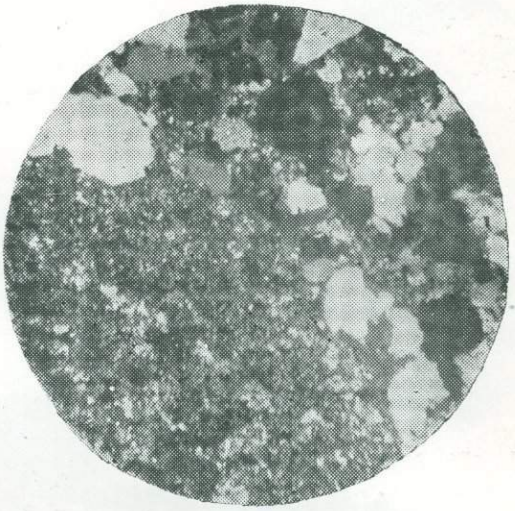
Микроф. 10. Ув. 3. Николи ||. Сферолитовая структура кварца—плагиоклазового порфира



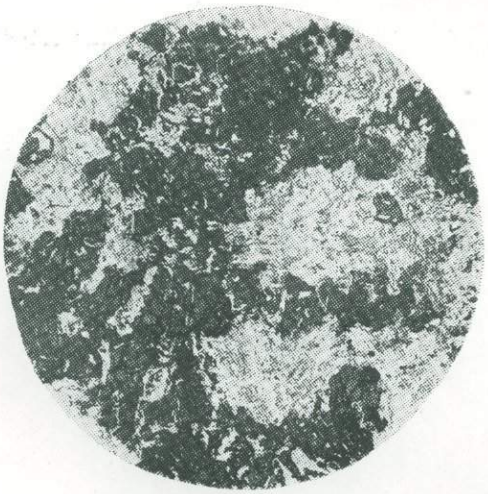
Микроф. 11. Ув. 1. Николи ×. Темные мелкозернистые участки—обоженный песчаник



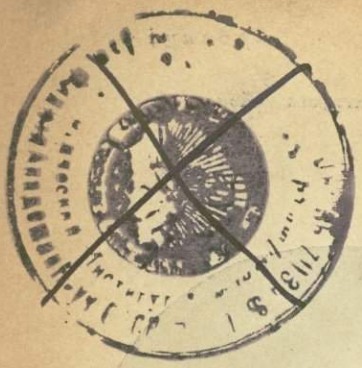
Микроф. 12. Ув. 3. Николи ||. Брекчиевидный вкрапленник



Микроф. 13. Ув. 1. Николи ×. Окварцованная брекчия



Микроф. 14. Ув. 1. Николи ||. Гранатовый скарн. Темные зерна—гранат (гроссуляр)



23